ПРОЕКТ «МОРЯ СССР»

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ СССР

ТОМ IV

ЧЕРНОЕ МОРЕ

ВЫПУСК 1

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1991

КОМИТЕТ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ ПРИ КАБИНЕТЕ МИНИСТРОВ СССР
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
СЕВАСТОПОЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ПРОЕКТ «МОРЯ СССР»

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ СССР

ТОМ IV

ЧЕРНОЕ МОРЕ

ВЫПУСК 1

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Под редакцией
д-ра геогр. наук, проф. А. И. Симонова,
канд. геогр. наук Э. Н. Альтмана

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1991

УДК 551.46 (262.5)

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

Авторский коллектив: Э. Н. Альтман, В. И. Ворник, И. Ф. Гертман, З. А. Голубева, А. Н. Демидов, Т. Г. Касич, Г. Ф. Кудрявцева, Л. П. Макеева, Л. Г. Раскин, Л. А. Фомичева, Н. Г. Хорошич, А. П. Чернякова, Е. Ю. Шамраев, А. В. Ященко (все СО ГОИН), В. П. Белов, И. М. Кабатченко, Ю. Г. Филиппов, Г. Я. Шкудова (все ГОИН), О. Н. Богатко, В. И. Волошина (все ГМЦ), Т. П. Коваленко, М. С. Немировский, С. В. Щуров (все ИнБЮМ), О. Б. Колупаев, М. М. Усенков, С. Л. Ширшов (все ЛГМИ), А. Б. Рабинович (ИМГГ)

Приведены результаты обобщения и расчетов параметров гидрометеорологического режима Черного моря за многолетний период.

На основе разработанных и уже имевшихся методик, используя материалы режимно-информационной базы бассейна, созданной в СО ГОИНе, определены статистические характеристики метеорологических и гидрологических условий открытой и прибрежной части моря, выявлены основные закономерности и механизмы формирования термохалинной структуры и динамики вод во взаимосвязи с обусловливающими факторами (включая антропогенные). Предложен ряд моделей для расчета отдельных элементов гидрологического режима.

По полноте охвата всех сторон гидрометеорологического режима Черного моря монография не имеет аналогов в отечественной литературе. Полученные результаты являются в настоящее время наиболее полными и существенно уточняют наши представления о современном гидрометеорологическом режиме Черного моря.

Для океанологов, гидрохимиков, экологов, работников рыбной и газопромысловой промышленности, морфлота и гидротехников.

Ответственный редактор Ф. С. Терзиев

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

Г $\frac{1805040600\text{-}129}{069(02)\text{-}91}$ Без объявл.

© Комитет гидрометеорологии при Кабинете Министров СССР (Госкомгидромет СССР), 1991 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Физико-географический очерк 6

Общие сведения (*А. В. Ященко*) . . . . . —

Геолого-геоморфологические особенности строения дна (*А. В. Ященко*) 7

Основные морфометрические характеристики моря, принятые в данной работе (*Э. Н. Альтман*) 8

Климат (*А. В. Ященко*) . . . . . —

Экономико-географические особенности моря (*А. В. Ященко*) 11

Краткий очерк по истории освоения и изученности Черного моря (*Э. Н. Альтман*) —

Список литературы 21

Часть I. Метеорология и климат 22

1. Климатообразующие факторы (*А. В. Ященко*) . . . . . —

1.1. Радиационные условия . . . . . —
1.2. Циркуляционные условия 26
1.3. Подстилающая поверхность и ее роль в формировании климата 28

2. Ветер (*Г. Ф. Кудрявцева, Л. П. Макеева*) 29

2.1. Направление ветра 30
2.2. Скорость ветра 31
2.3. Бризы и местные ветры 34
2.4. Типовые поля ветра 35
2.5. Сильные ветры . . . . . —

3. Температура воздуха (*А. В. Ященко, А. П. Чернякова*) 39

3.1. Сведения об использованных материалах . . . . . —
3.2. Годовой ход . . . . . —
3.3. Суточные изменения 45

4. Влажность воздуха (*Л. П. Макеева*) 49
5. Облачность и солнечное сияние (*Л. П. Макеева*) 57

5.1. Облачность . . . . . —
5.2. Солнечное сияние 66

6. Атмосферное давление (*Г. Ф. Кудрявцева*) 68

6.1. Состояние изученности и использованные материалы . . . . . —
6.2. Пространственно-временная изменчивость 72

7. Атмосферные осадки и снежный покров (*Г. Ф. Кудрявцева*) 76

8. Опасные гидрометеорологические явления 81
8.1. Туманы (*Л. П. Макеева, О. Н. Богатко, В. И. Волошина*) . . . . . —
8.2. Метели (*Л. П. Макеева*) 88
8.3. Грозы (*Л. П. Макеева*) 89
8.4. Град (*Л. П. Макеева*) 94
8.5. Гидрометеорологические условия обледенения судов и гидротехнических сооружений (*А. В. Ященко*) . . . . . —

Список литературы 101

Часть II. Водный, солевой и тепловой балансы. Термохалинная структура вод 103
1. Водный, солевой и тепловой балансы моря . . . . . —

1.1. Водный баланс (*Э. Н. Альтман*) . . . . . —
1.1.1. Речной сток . . . . . —
1.1.2. Атмосферные осадки 109
1.1.3. Испарение 112
1.1.4. Баланс пресных вод 115
1.1.5. Водообмен через проливы 118
1.1.6. Приращение объема моря 123
1.1.7. Сводка водного баланса . . . . . —
1.2. Солевой баланс (*Э. Н. Альтман, И. Ф. Гертман, Т. Г. Касич*) 124
1.3. Тепловой баланс поверхностного слоя моря (*З. А. Голубева*) 129
1.3.1. Состояние изученности . . . . . —
1.3.2. Характеристика использованных материалов и принятая методика исследования 130
1.3.3. Сводка теплового баланса 131
1.3.4. Пространственная изменчивость 139
1.3.5. Внутригодовая изменчивость . . . . . —
1.3.6. Многолетняя изменчивость 142
1.3.7. Адвекция тепла 143

2. Термохалинная структура вод моря 146

2.1. Краткая характеристика использования материалов и методы расчета статистических характеристик полей температуры и солености (*И. Ф. Гертман*) . . . . . —

2.2. Характеристика климатических полей солености и температуры воды 148
2.2.1. Поле солености (*И. Ф. Гертман*) . . . . . —
2.2.2. Поле температуры (*И. Ф. Гертман, З. А. Голубева*) 158
2.3. Структура вод моря (*И. Ф. Гертман*) 165
2.3.1. Статистический термохалинный анализ вод в пределах годового цикла 166
2.3.2. Поверхности раздела в структуре деятельного слоя моря 170
2.4. Изменения структуры вод в связи с многолетними тенденциями определяющих факторов 175
2.4.1. Реакция поля солености на изменения стока рек (материалы наблюдений и анализ) (*Э. Н. Альтман, И. Ф. Гертман*) . . . . . —
2.4.2. Балансовое моделирование фоновой солености северо-западной части моря (*Э. Н. Альтман*) 181
2.4.3. Осенне-зимнее перемешивание как фактор, определяющий структуру вод деятельного слоя (*И. Ф. Гертман*) 182
2.4.4. Численное моделирование реакции термохалинной структуры вод моря на многолетние изменения стока рек (*И. Ф. Гертман*) 187

Список литературы 192

Часть III. Течения и турбулентная диффузия. Динамика вод Керченского пролива 196

1. Течения . . . . . —

1.1. Изученность циркуляции вод (*Г. Я. Шкудова*) . . . . . —
1.2. Численное моделирование крупномасштабных течений (*Г. Я. Шкудова*) 200
1.2.1. Обоснование выбора гидродинамической модели . . . . . —
1.2.2. Постановка задачи 201
1.2.3. Разностная схема 202
1.3. Квазигеострофические течения Черного моря (*Г. Я. Шкудова*) 203
1.3.1. Механизм формирования квазистационарного течения в бароклинном море . . . . . —
1.3.2. Результаты расчетов квазигеострофических течений 204
1.4. Основные черты циркуляции вод и режимные характеристики течений северо-западной части моря (*В. П. Белов, Ю. Г. Филиппов*) 216
1.5. Структура течений 224
1.5.1. Краткая характеристика материалов наблюдений и методы их обработки (*Н. Г. Хоролич*) . . . . . —
1.5.2. Спектрально-корреляционный анализ (*Н. Г. Хоролич*) 230
1.5.3. Режимно-статистические характеристики течений отдельных районов моря (*В. И. Ворник, Н. Г. Хоролич, Е. Ю. Шамраев*) . . . 243
1.6. Моделирование временных спектров скорости течений (*Н. Г. Хоролич*) 262

2. Турбулентная диффузия 266

2.1. Постановка эксперимента (*М. С. Немировский, С. В. Шуров*) . . . . . —
2.2. Непрерывные источники примеси (*М. С. Немировский, С. В. Шуров*) 267
2.2.1. Максимальная концентрация . . . . . —
2.2.2. Глубина распространения примеси 268
2.2.3. Горизонтальная и вертикальная дисперсии распределения примеси 270
2.2.4. Коэффициенты горизонтальной и вертикальной диффузии 271
2.3. Мгновенные источники (*М. С. Немировский, С. В. Шуров*) 273
2.3.1. Методика исследований и использованные материалы . . . . . —
2.3.2. Осредненные пульсационные характеристики . . . . . —
2.4. Горизонтальный турбулентный обмен импульсом (по данным измерителей течений) (*В. И. Ворник, Т. П. Коваленко*) 276

3. Динамика вод Керченского пролива (*Э. Н. Альтман*) 291

3.1. Краткий обзор развития работ по изучению динамики вод пролива . . —
3.2. Характеристика использованных материалов 292
3.3. Основные закономерности динамики вод пролива (по данным наблюдений) 293
3.3.1. Колебания уровня моря . . . . . —
3.3.2. Характеристика переноса вод 300
3.3.3. Структура течений 304
3.3.4. Расходы воды 308
3.3.5. Горизонтальный турбулентный обмен 314
3.3.6. Расчет течений 320

Список литературы 324

Часть IV. Гидрология навигационного слоя и прибрежных районов 329

1. Уровень моря (*Л. А. Фомичева, А. Б. Рабинович, А. Н. Демидов*) . . . . . —

1.1. Состояние вопроса . . . . . —
1.2. Характеристика использованных материалов 331
1.3. Многолетние колебания среднего уровня моря 332
1.4. Сезонные изменения уровня 333
1.5. Сгонно-нагонные и сейшевые колебания уровня моря 339
1.6. Приливы Черного моря 350
1.7. Цунами в Черном море 352

2. Ветровое волнение (*Л. Г. Раскин, И. М. Кабатченко*) 354

2.1. Обзор изученности. Методы определения режима ветрового волнения. Районирование моря . . . . . —
2.2. Режимно-статистические характеристики 356

2.3. Межгодовая изменчивость штормового волнения и характерные штормовые ситуации 361

3. Тягун и его проявление в портах Черного моря (*М. М. Усенков, О. Б. Колупаев, С. Л. Ширшов*) 367

3.1. Краткий обзор исследований 368
3.2. Физические закономерности развития тягуна 370
3.3. Результаты натурных исследований . . . . . —
3.4. Прогнозирование тягуна 372

4. Температура воды и соленость (*А. Н. Демидов*) 373

4.1. Краткий обзор литературы 374
4.2. Характеристика использованных материалов и разведочный анализ данных наблюдений . . . . . —
4.3. Температура воды 377
4.3.1. Внутригодовая изменчивость . . . . . —
4.3.2. Многолетняя изменчивость 383
4.4. Соленость 389
4.4.1. Внутригодовая изменчивость . . . . . —
4.4.2. Многолетняя изменчивость 394

5. Лед (*З. А. Голубева*) 398

5.1. Краткая история и состояние вопроса . . . . . —
5.2. Характеристика использованных материалов и принятая методика исследований 399
5.3. Определяющие факторы 412
5.4. Основные ледовые явления 413

6. Прозрачность и цвет вод (*Т. Г. Касич, Э. Н. Альтман*) 416

6.1. Учет влияния гидрометеорологических условий на относительную прозрачность вод 417
6.2. Сезонное распределение прозрачности и цвета воды 418
6.3. Распределение приведенных значений относительной прозрачности . . . 421
6.4. Зависимость оптических характеристик от типа водных масс 422

Список литературы 423

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 относятся 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 крупных морских устьев 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 на шельфах 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 гг.

В соответствии с заданиями проекта «Моря СССР» научно-техической 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; атмосферные 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 моря и по сезонам.

По гидрохимии моря дается общая характеристика гидрохимического режима и определяющих его факторов, солевой состав морских вод и его трансформация; режим кислорода, его межгодовая, сезонная и суточная изменчивость; водородный показатель (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 формирования 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 солевом составе и электрической проводимости 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, биопродуктивные 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 и обороны страны 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 серий 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 биол. наук Д. Е. Гершанович (ВНИРО), канд. геогр. наук В. Е. Бородачев (ААНИИ), д-р геогр. наук М. М. Борисенко (ГГО).

* *
*

Данный выпуск монографии подготовлен в Севастопольском отделении ГОИНа под руководством канд. геогр. наук Э. Н. Альтмана и включает в себя четыре отдельные части: метеорологию и климат, балансовые исследования и термохалинную структуру вод, циркуляцию и структуру течений моря и его отдельных районов, включая динамику вод Керченского пролива, а также гидрологию навигационного слоя и прибрежных районов. Кроме того, приводятся краткая физико-географическая характеристика моря, подробный очерк истории развития его гидрометеорологических исследований и морфометрические характеристики.

В работе использованы обобщенные материалы и данные наблюдений морских подразделений Украинского, Северо-Кавказского и Грузинского управлений по гидрометеорологии, а также многочисленных учреждений страны, в том числе институтов Академии наук, ведущих наблюдения на акватории Черного моря. Все материалы собраны в информационную базу, что позволило широко использовать при обобщении и расчетах физико-статистические методы обработки и моделирования. К выполнению отдельных разделов привлекались специалисты и ученые ГОИНа, ИнБЮМа АН УССР, ЛГМИ, ГМЦ и др.

Существенным отличием настоящей монографии от предыдущих работ, кроме широты охвата всех сторон гидрометеорологического режима моря, является попытка изучения механизмов генезиса гидрометеорологических процессов и явлений в их физической связи и взаимообусловленности.

Отметим, что по результатам выполненных исследований подготовлены и изданы отдельными выпусками режимно-справочные пособия: «Климатические поля солености и температуры воды Черного моря» (1987), «Типовые поля ветра и волнения Черного моря» (1987), «Статистические характеристики термохалинной структуры вод Черного моря» (1987) и «Каталог наблюдений за уровнем Черного и Азовского морей» (1990), в которых подробно представлен графический материал и цифровые данные, дополняющие сведения, приведенные в данной монографии.

Кроме авторского коллектива на разных этапах сбора, обработки и оформления материалов принимали участие сотрудники лаборатории гидрологических проблем СО ГОИНа: В. В. Фомин, И. А. Тяллева, И. Г. Макеев, О. А. Андриевский, В. В. Журавлев, Л. Г. Чернышева, В. В. Томская, В. Ф. Макина, Т. И. Ольховик, Л. А. Крыгина, Н. И. Юрикова, В. Н. Андриевская, А. Н. Демидов, В. В. Литвинова, С. С. Купченко, Е. В. Зурначян, Л. М. Миноранская, Т. Т. Гусева, Т. К. Барулина.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Черное море расположено между 46°33′—40°56′ с. ш. и 27°27′—41°42′ в. д. Являясь частью бассейна Атлантического океана, Черное море соединяется с ним на юге через Средиземное море проливами Босфор, Дарданеллы и Гибралтар. На северо-востоке оно соединяется Керченским проливом с Азовским морем. Наибольшая длина моря по 42°29′ с. ш. составляет 1148 км. Наименьшая ширина его по меридиану южной оконечности Крымского полуострова (от м. Сарыч) 258 км. По данным различных авторов площадь моря колеблется в пределах 406 680—423 000 км², длина береговой линии 3 400—4 100 км, средняя глубина 1 270—1 315 м, максимальная глубина 2 210—2 258 м, объем воды 537 000—555 000 км³ [13, 17, 19, 21, 26].

В Черном море нет крупных островов. Самым значительным является о. Змеиный (1,5 км²), расположенный против дельты р. Дуная, в 35 км от берега. У входа в Березанский лиман лежит о. Березань, а у южного берега моря, в 92 км восточнее прол. Босфор, находится о. Кефкен. Эти острова меньше Змеиного. Несколько небольших островов находятся в Бургасском заливе. Кроме того, вблизи берегов, особенно южного берега Крымского полуострова и Анатолийского побережья, имеется несколько крупных подводных камней и скал, которые здесь часто называют островами.

Берега Черного моря изрезаны незначительно. Единственный крупный полуостров — Крымский (и связанный с ним Керченский). Несколько небольших полуостровов (Инджебурун, Ясун и др.) — на Анатолийском побережье. Наиболее обширные заливы: Одесский, Каркинитский, Каламитский — на северо-западе; Новороссийская бухта — на востоке; зал. Синопский, бухты Самсун, Вона — на юге; Игнеада, Бургасский, Варненский заливы — на западе моря.

В Черное море впадают наиболее крупные реки: Дунай, Днепр, Днестр, Южный Буг, Кодори, Ингури, Чорох, Кызыл-Ирмак, Ешиль-Ирмак, Сакарья, Камчия, Велека, Резовска и много мелких рек.

Южный берег Черного моря, от Государственной границы СССР до устья р. Резовска (41°59′ с. ш., 28°02′ в. д.), является территорией Турецкой Республики. Западный берег Черного моря, от устья р. Резовска до точки с координатами 43°44′ с. ш., 28°35′ в. д., принадлежит Республике Болгарии, а далее, к северу, до Государственной границы СССР — Республике Румынии.

Берега Черного моря отличаются большим разнообразием ландшафтов. Здесь к морю подходят и высокие горы, и обширные низменности, и слегка всхолмленные равнины. Наряду с участками, покрытыми богатой субтропической растительностью, встречаются участки, лишенные растительного покрова.

Северо-западный берег моря от дельты р. Дуная до Севастопольской бухты невысокий. Здесь к морю подходит палеозойская платформенная Восточно-Европейская равнина, высоты которой не превышают 10 м на юге и увеличиваются до 40—50 м на севере. Сложена она породами платформенного чехла, представленного преимущественно осадочными породами неогенчетвертичного возраста. Равнина изрезана балками, местами оканчивается у моря обрывами и низменными песчаными полосами суши — пересыпями, отделяющими от моря обширные солевые озера и лиманы. Особенно много лиманов вблизи Одессы. Одни лиманы совершенно отделены от моря, другие временами сообщаются с ним. Лиманы, образовавшиеся в устьях многоводных рек (Днестр, Южный Буг, Днепр), имеют постоянный выход к морю. Самые большие лиманы: Днепровско-Бугский, Днестровский, Хаджибейский, Куяльницкий, Березанский — почти все мелководные, несколько сот лет назад были заливами глубиной 20—30 м.

Восточнее Севастопольской бухты берега заметно повышаются. От м. Фиолент до Феодосии, вдоль всего южного берега Крымского полуострова, сначала тремя, а затем двумя параллельными грядами простираются мезозойские складчатые сооружения Крымских гор, обрывающиеся к морю почти отвесными скалами. В некоторых местах, от м. Сарыч до Ялты, горы несколько отступают от берега, склоны их становятся пологими. Далее к востоку, осиовной хребет Крымских гор отходит от береговой черты и постепенно понижается, но склоны гор, расположенных у самого берега, и здесь обрывистые. Берега Керченского полуострова почти на всем протяжении обрывистые.

Северо-восточный берег Черного моря от Анапы до Сухуми преимущественно высокий. Здесь к морю, местами вплотную, подходят отроги мезо-кайнозойских складчатых сооружений Главного Кавказского хребта, образуя отвесные обрывы. Местами четко выражены террасы. Наибольшей высоты горы достигают у Сочи (до 3000 м), далее постепенно понижаются (до 1000 м) и значительно удаляются от береговой черты в районе р. Кодори.

Между устьем р. Кодори и г. Кобулети к морю подходит обширная, приуроченная к мезо-кайнозойскому прогибу, аккумулятивная Колхидская низменность. Южнее устья р. Рионн, вблизи берега моря, находится большое оз. Палеостоми, бывшее ранее заливом моря. К югу от Кобулети берег снова становится гористым и в районе Батуми высота отдельных хребтов превышает 1500 м.

Южный берег моря также высокий. К морю подходят отроги мезо-кайнозойских складчатых сооружений Понтийских гор, наибольшей высоты они достигают к югу и юго-западу от Батуми, к западу понижаются, и высота их у прол. Босфор не превышает 450 м. На всем протяжении южный берег обрывистый, местами спускается к морю террасами. Изредка встречаются низкие песчаные участки с выступающими в море скалистыми мысами.

К западу от прол. Босфор берег сравнительно невысокий. Здесь к морю от м. Калиакра подходят мезозойские складчатые сооружения Балканских гор. Мысы, выступающие в море на этом участке черноморского берега, обрывистые. От м. Калиакра до дельты Дуная берег постепенно понижается. Здесь к морю подходит холмистая палеозойская

платформенная аккумулятивная равнина с наклоном в сторону моря.

В геоморфологическом отношении берега Черного моря на всем протяжении относятся к типу выровненных, сложных. Для них характерно чередование аккумулятивных участков — пересыпей, баров с абразивными участками. Наибольшее распространение имеют берега лагунного типа и абразионно-оползневые. Явления абразии весьма характерны для всего побережья и местами исключительно сложны.

На лессовых и глинистых берегах периодически происходят обвалы и осовы больших масс, которые затем размываются морем. Стена клифа (абразионного обрыва, сформированного действием прибоя) в таких местах почти отвесна и достигает значительной высоты. Там, где в основании обрывов выходят понтийские известняки и меотические глины (абразионная терраса), развиваются исключительно интенсивные оползневые явления. На участке от Днестровского лимана до Одессы насчитывается наибольшее количество оползней, причинивших вред и самому городу. До строительства берегозащитных сооружений оползни имели место на всем Кавказском побережье.

Чем выше берег и прочнее породы, его слагающие, тем медленнее абразия. В таких местах возникают мысы и небольшие полуострова. Наиболее приметными мысами являются: Тарханкут, Херсонес, Сарыч, Меганом, Дооб, Пицунда, Чам, Инджебурун, Баба, Емине и Калиакра.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ДНА

В строении дна Черного моря выделяются: шельф, материковый склон и глубоководная котловина.

Шельф, или материковая отмель, представляет непосредственное продолжение суши, оказавшейся под водами моря, и занимает значительную площадь в северо-западной части его. Здесь ширина шельфа достигает более 200 км. Глубина 0—100 м, местами до 160 м. В остальных частях моря глубина его менее 100 м, ширина 2,2—15 км. У Кавказского и Анатолийского берегов шельф представлен узкой прерывистой полоской.

Северо-западная шельфовая зона охватывает южный край Восточно-Европейской палеозойской и эпипалеозойской Скифской платформ, имеет слабый наклон и плоскоравнинный абразионно-аккумулятивный рельеф.

Шельф у Крымского, Кавказского и Анатолийского побережий представлен главным образом абразионным типом рельефа на участках мезо-кайнозойских складчатых сооружений, местами сильно разрушенных.

Значительно осложняют плавный, сглаженный рельеф шельфа подводные долины и каньоны. В большинстве случаев они извилисты, с хорошо выраженными склонами, особенно на периферии шельфа, чаще в местах перехода к материковому склону. В основном это подводное продолжение речных долин прилегающей суши.

На северо-западном шельфе далеко (примерно 100—120 км от берега) прослеживаются долины рек Дуная, Днестра, Днепра, Южного Буга. У Кавказских берегов подводные долины имеют реки Бзыбь, Мзымта, Риони, Чорох и др. У Анатолийского побережья заметно выражены подводные каньоны рек Ешиль-Ирмак, Кызыл-Ирмак, Карасу и др.

О происхождении подводных долин и каньонов нет единого мнения. Большинство исследователей Черного моря считают, что образование подводных долин связано с неотектоническими движениями, вызвавшими понижение эрозионного базиса при регрессии (отступлении) моря.

Каньоны же сформированы в тектонических трещинах, образовавшихся при формировании дна котловины.

В различных частях шельфовой зоны Черного моря существует система морских террас и разнонаправленных подводных валов и межваловых понижений — это обусловлено изменением уровня моря в геологическое время в результате тектонических реконструкций земной коры.

Шельф переходит в материковый склон довольно значительной крутизны. Средние его уклоны 5—8°, в северо-западной части и у Керченского пролива — 1—3°. Крутизна отдельных участков достигает 20—30°.

Между Синопом и Самсуном, почти параллельно берегу, протягивается система подводных хребтов длиной более 150 км. Самый большой подводный хребет удален от берега на 60—75 км и отделен от него подводными впадинами. Материковый склон также сильно расчленен подводными долинами и каньонами. Для некоторых участков материкового склона характерны оползни, обусловленные положением преимущественно на материковом склоне эпицентров землетрясений.

Центральную часть Черноморской впадины занимает глубоководная котловина, имеющая глубины 2000—2200 м. Наибольшая глубина 2258 м. Дно котловины — плоская аккумулятивная равнина на разнородных и разновозрастных в геологическом отношении структурах. Большая часть впадин Черного моря расположена в пределах Альпийской геосинклинальной области. Земная кора под котловиной состоит из двух слоев: нижнего — базальтового, мощностью 10—14 км, и верхнего — осадочного, мощностью 10—16 км, причем верхняя его часть (3—4 км) залегает практически горизонтально.

Образование впадины Черного моря связывают как с процессом «океанизации» материковой земной коры, так и с реликтовой природой впадины как остаточного бассейна древнего океана Тетис.

Уже в олигоцене наметились контуры современной впадины, так как в это время начали формироваться складчатые сооружения в Азии, постепенно обособляя ее от океана Тетис. В миоцене Черное море входило в систему морей — озер Сарматского бассейна. После кратковременной связи со Средиземным морем в меотисе образовалось опресненное Понтийское озеро. В середине плейстоцена Черное море дважды соединялось со Средиземным морем и имело более соленые воды.

Во время последнего четвертичного оледенения образовалось сильно опресненное Новоэвксинское озеро-море, которое 6—7 тыс. лет назад соединялось со Средиземным морем через проливы, дав начало современному Черному морю.

В прибрежной зоне преобладают грубо обломочные отложения: галька, гравий, пески. По мере

удаления от берега их довольно быстро сменяют мелкозернистые пески алевролиты. В северо-западной части моря широко распространены ракушечники.

Для склона и ложа впадины характерны политовые илы, карбонатность которых возрастает к центру моря, местами превышая 50 %. В юго-восточной части моря, на глубинах до 2000 м, встречены отложения алевролитов и песков, принесенных мутьевыми потоками.

ОСНОВНЫЕ МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МОРЯ, ПРИНЯТЫЕ В ДАННОЙ РАБОТЕ

Подробных сведений о морфометрии моря в печати мало. В наиболее полной работе [13], посвященной этому вопросу, приведена лишь одна батиграфическая кривая для всего моря в целом. В связи с этим было проведено уточнение характеристик площадей, объемов и глубин вод отдельных районов моря [4].

Все море было разделено на 95 трапеций (условно называемых «квадратами») со сторонами 1° по широте и 0°40′ по долготе (рис. 1). Этим делением не охватывались многочисленные лиманы бассейна. Поскольку проекция Меркатора не равноплощадная, то все измерения проводились по отдельным 40-минутным поясам. Путем многократного планиметрирования карты масштаба 1:500 000 по параллели 44° были определены коэффициенты планиметра для каждого пояса. Затем планиметрированием по изобатам каждого квадрата определялась его площадь. Контроль результатов осуществлялся путем определения площадей полных 1-градусных трапеций по картографическим таблицам [20]. В основу всех измерений была положена заданная площадь Черного моря, равная 423 000 км² [19, 21]. Следует отметить, что в работе [13] площадь Черного моря определена в 420 325 км². Легко увидеть, что расхождение между первой и второй площадями составляет всего около 0,5 %, т. е. ниже точности вычислений.

Приведение к заданной площади Черного моря осуществлено путем нахождения переходного коэффициента, равного отношению суммы площадей неполных квадратов (прилегающих к берегу) и разности площади моря и суммы площадей полных квадратов.

Объемы воды определялись для каждого слоя и квадрата отдельно, путем умножения глубины на соответствующую площадь, а затем суммированием определялся общий объем воды. Он оказался равным 538 124 км³. Средняя глубина моря (1272 м) вычислена делением суммарного объема на его площадь.

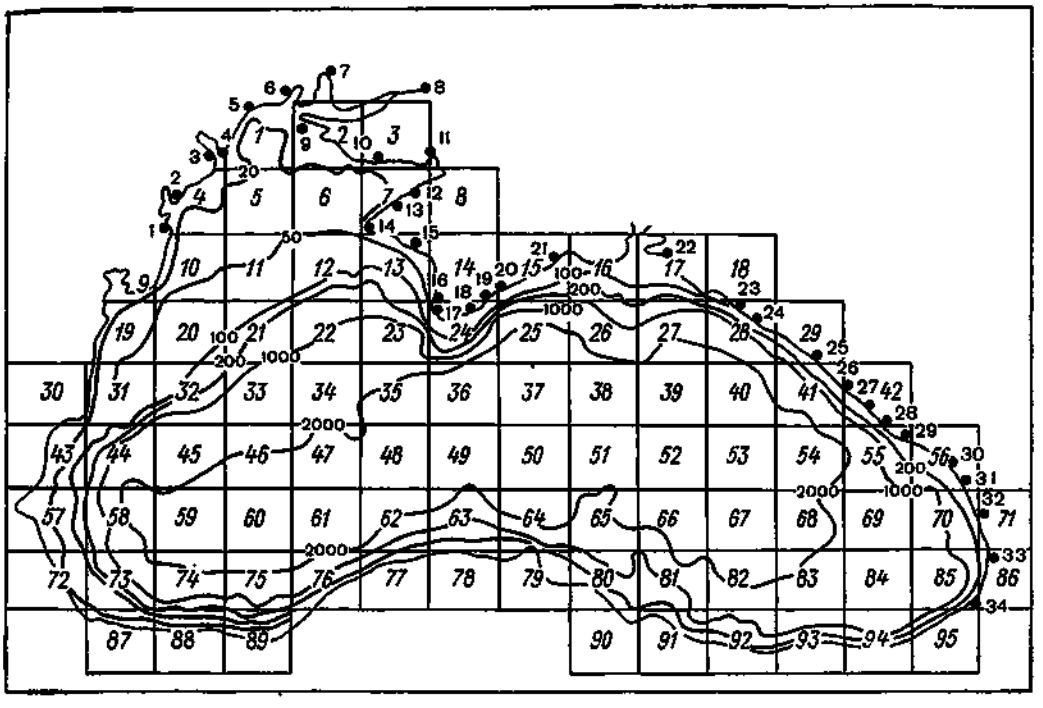


Рис. 1. Схема условных «квадратов» Черного моря.

Выделено три укрупненных района моря: северо-западный (квадраты 1—14), западный (квадраты 19—23, 30—35, 43—48, 57—62, 72—77, 87—89) и восточный (квадраты 15—17, 24—29, 36—42, 49—56, 63—71, 78—86, 90—95). Соотношение их площадей равно 12 : 37 : 51.

Результаты вычислений морфометрических характеристик районов и моря в целом (табл. 1, 2) позволили построить батиграфические кривые для отдельных районов и всего моря в целом (рис. 2). Все данные приводятся относительно среднего уровня моря, за который принят горизонт, равный — 33 см БС.

КЛИМАТ

Основные черты климата Черного моря определяются его географическим положением и общей циркуляцией атмосферы.

Таблица 1

Площади, объемы и средние глубины Черного моря (по квадратам)

Номер квадрата	Площадь, км²	Объем, км³	Глубина (средняя), м	Номер квадрата	Площадь, км²	Объем, км³	Глубина (средняя), м
1	4540,6	81,8	18	50	6038,9	13 050,9	2161
2	2535,4	25,3	10	51	6038,9	13 003,4	2153
3	956,2	5,5	6	52	6038,9	12 977,7	2149
4	3514,7	63,0	18	53	6038,9	12 817,8	2122
5	5791,3	192,6	33	54	6038,9	12 189,4	2018
6	5791,3	203,5	35	55	5713,0	7 268,1	1272
7	3097,0	48,7	16	56	2544,7	1 232,5	484
8	328,7	5,3	17	57	4684,0	446,5	95
9	490,2	7,0	14	58	6087,3	8 117,8	1333
10	5185,6	187,8	36	59	6087,3	12 850,5	2111
11	5841,7	335,8	57	60	6087,3	12 742,3	2093
12	5841,7	686,7	118	61	6087,3	13 108,9	2153
13	5386,2	489,5	91	62	6087,3	11 792,2	1937
14	33,1	1,3	39	63	6087,3	7 766,3	1276
15	1807,9	841,7	465	64	6054,8	8 630,0	1425
16	3546,0	411,1	116	65	6087,3	10 553,5	1734
17	3077,7	350,1	113	66	6087,3	11 480,3	1886
18	32,4	0,4	12	67	6087,3	12 649,1	2078
19	4547,0	160,3	35	68	6087,3	12 398,2	2036
20	5892,0	421,1	71	69	6087,3	11 061,8	1817
21	5892,0	2 367,0	402	70	6087,3	7 167,9	1177
22	5892,0	7 347,0	1247	71	771,8	153,0	198
23	5870,8	6 969,1	1187	72	2092,9	124,9	60
24	4286,8	3 543,2	827	73	6149,8	4 189,5	681
25	5892,0	10 458,8	1775	74	6182,6	8 997,6	1455
26	5892,0	8 129,5	1379	75	6182,6	9 344,3	1511
27	5892,0	9 125,5	1549	76	4098,0	5 304,4	1294
28	4878,6	6 638,8	1361	77	827,8	432,6	522
29	1361,9	498,2	365	78	273,3	6,9	25
30	265,5	2,9	11	79	1159,4	77,8	67
31	5856,4	735,5	125	80	4185,8	1 731,7	414
32	5990,6	3 516,1	587	81	6127,5	5 158,9	842
33	5990,6	7 677,2	1281	82	6182,6	11 446,9	1851
34	5990,6	10 826,0	1807	83	6182,6	12 053,7	1949
35	5990,6	12 055,2	2012	84	6182,6	11 418,2	1847
36	5090,6	12 665,9	2114	85	6108,3	7 855,6	1286
37	5990,6	12 944,7	2161	86	914,2	264,1	288
38	5990,6	12 656,5	2113	87	637,8	35,6	55
39	5990,6	12 758,4	2129	88	1776,7	102,6	57
40	5990,6	12 552,6	2095	89	1970,3	568,5	288
41	5733,2	8 038,0	1449	90	133,0	4,2	31
42	1135,7	541,1	476	91	1047,9	310,1	296
43	3568,7	222,8	62	92	3272,9	2 213,4	676
44	6038,9	7 148,6	1184	93	2935,5	2 891,6	985
45	6038,9	10 894,5	1804	94	3319,8	3 578,8	1078
46	6038,9	11 675,6	1933	95	1221,5	1 171,1	959
47	6038,9	12 363,6	2047				
48	6038,9	13 059,8	2162	Сумма	423 000,0	538 124,0	1272
49	6038,9	13 181,6	2183				

Таблица 2

Морфометрическая характеристика Черного моря

Слой, м	Площадь нижнего горизонта, км²	Объем слоя, км³	% общего объема моря	Слой, м	Площадь нижнего горизонта, км²	Объем слоя, км³	% общего объема моря
Море в целом				Северо-западная часть			
Площадь 423 000 км². Средняя глубина 1272 м				Площадь 48 333,7 км². Средняя глубина 17,3 м			
0—10	415 453,6	4 192,7	0,78	0—10	27 850,7	300,7	35,20
0—20	404 304,1	8 291,6	1,54	0—20	20 969,4	544,8	63,78
0—30	390 616,8	12 263,7	2,28	0—30	12 312,6	711,2	83,26
0—40	379 016,5	16 111,1	2,99	0—40	6 540,3	805,7	94,26
0—50	367 343,7	19 842,3	3,88	0—50	1 607,7	846,2	99,06
0—100	321 678,5	37 474,3	6,96	0—100	0	854,2	100,0
0—200	308 160,5	68 969,4	12,82				
0—500	294 661,0	159 448,1	29,63	Западная часть			
0—1000	269 103,5	300 344,3	55,81				
0—1500	233 149,6	425 717,7	79,11	Площадь 157 022,7 км². Средняя глубина 1255 м			
0—2000	144 722,8	520 899,8	96,80	0—10	172 375,8	1732,3	0,88
0—2100	99 613,3	533 222,9	99,09	0—20	170 128,8	3444,8	1,75
0—2200	0	538 124,0	100,00	0—30	167 114,7	5129,1	2,60

Слой, м	Площадь нижнего горизонта, км²	Объем слоя, км³	% общего объема моря
0—40	163 176,4	6 780,5	3,44
0—50	158 255,4	8 387,3	4,26
0—100	124 604,7	15 345,1	7,79
0—200	115 971,6	27 370,5	13,89
0—500	110 594,2	61 337,8	31,12
0—1000	100 147,8	113 968,1	57,83
0—1500	82 358,8	159 670,0	81,02
0—2000	48 108,7	191 255,8	97,05
0—2100	32 257,8	195 363,9	99,13
0—2200	0	197 075,3	100,00

Восточная часть

Площадь 216 643,6 км². Средняя глубина 1570 м

0—10	215 227,2	2159,8	0,63
0—20	213 206,0	4 302,0	1,26
0—30	211 189,6	6 423,4	1,89
0—40	209 300,2	8 525,2	2,51
0—50	207 480,7	10 608,8	3,12
0—100	197 073,9	21 275,1	6,25
0—200	192 189,0	40 744,7	11,98
0—500	184 066,9	97 256,2	28,59
0—1000	168 955,8	185 522,1	54,53
0—1500	150 590,9	265 193,6	77,95
0—2000	96 614,2	328 789,9	96,65
0—2100	66 355,6	337 005,0	99,06
0—2200	0	340 194,5	100,00

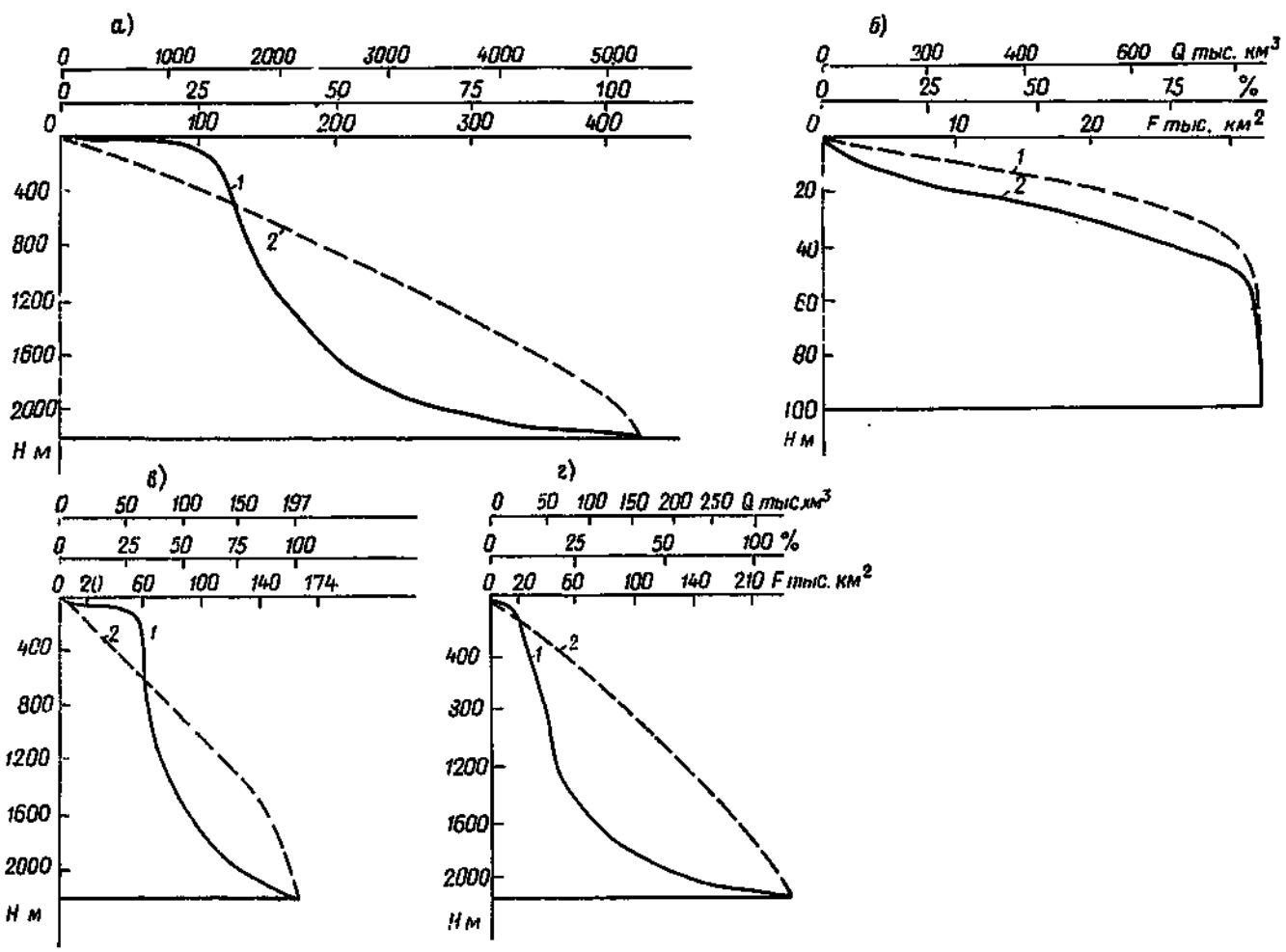


Рис. 2. Батиграфическая кривая Черного моря.

а — море в целом; *б* — северо-западный район; *в* — западная часть; *г* — восточная часть; *1* — площадь, км²; *2* — объем, км³.

Море расположено в южной части умеренного (севернее 42—44° с. ш.) и северной части (южнее 42—44° с. ш.) субтропического климатических поясов.

Для части моря, находящейся в умеренном климатическом поясе, характерен умеренный тип климата с преобладанием циклонического типа циркуляции умеренных (континентальных и морских) воздушных масс. Циклоническая деятельность усиливает меридиональный обмен воздушных масс над морем. В связи с этим резко возрастает роль адвекции. Непосредственным результатом ее является большая временная и пространственная изменчивость в этой части моря всех метеорологических характеристик и погоды в целом. Циклоническая деятельность определяет увлажнение фронтальными осадками, особенно в холодное время года.

Зимой Черное море при господстве циклонического типа циркуляции умеренных воздушных масс испытывает заметное влияние отрога азиатского антициклона. При распространении его на восток европейской части СССР над Черным морем возникают устойчивые северо-восточные ветры, приносящие холодный и относительно сухой континен-

тальный воздух умеренных широт. Понижается температура воздуха, местами отмечаются частые осадки. Большой силы эти ветры достигают в районе Новороссийска, где называются «бора», Сулины-Констанцы, где называются «кривец», «немеро».

Ослабление отрога азиатского антициклона приводит к развитию циклонической деятельности. С циклонами поступает на Черное море морской воздух с Атлантического океана, обусловливая осадки, повышение температуры воздуха и шквалистые ветры.

Нередко зимой из бассейна Средиземного моря юго-западными ветрами приносится тропический воздух, он всегда теплый, с повышенным содержанием влаги.

Летом значительная инсоляция над морем способствует интенсивной трансформации воздушных масс, протекает она гораздо быстрее, чем зимнее охлаждение. Это приводит к возрастанию роли радиационного фактора в формировании погоды и уменьшению условий ее изменчивости в это время года. Господствующим является антициклонический тип циркуляции воздушных масс. Отрог азорского антициклона распространяется на эту часть моря, обусловливая устойчивую ясную и теплую погоду. Количество выпадающих атмосферных осадков подвержено большой изменчивости. Засушливые годы чередуются с годами достаточного увлажнения. Соотношение между засушливыми и влажными годами в среднем 1 : 3.

Для части Черного моря, расположенной в субтропическом климатическом поясе, характерен субтропический тип климата, для которого радиационный режим и характер циркуляции атмосферы зимой сходны с умеренным поясом, летом — с тропическим. Циркуляция атмосферы зимой носит преимущественно циклонический характер. Преобладают циклонические типы погоды: в теплых секторах циклонов продвигается в направлении умеренных широт тропический воздух и на теплых фронтах выпадают обложные осадки; в тыловой части циклонов, за холодным фронтом, с сильными порывистыми ветрами вторгаются воздушные массы умеренных широт, при этом осадки выпадают в виде снега. Наибольшее количество осадков в году приходится на зиму. Особенности циркуляции атмосферы холодного сезона придают неустойчивый характер погоде.

Летом циклоническая деятельность ослабевает, пути циклонов смещаются в высокие широты и над Черным морем получают развитие субтропические антициклоны и депрессии термического происхождения. Обильная инсоляция создает условия для установления сухой, ясной погоды. Летом отмечается нередко адвекция воздушных масс умеренных широт, обусловливающая понижение температуры воздуха.

Особенности радиационного режима и циркуляции воздушных масс над акваторией Черного моря определяют режим температуры воздуха и увлажнения. Средняя температура воздуха в январе в центральной части моря 8 °С, в северо-западной части — 0—3 °С, у восточных берегов — 6 °С, на юго-востоке и юге — 7—9 °С. Абсолютный минимум температуры воздуха зимой на северо-западе достигает —30 °С, на юго-востоке — —8... —15 °С.

Средняя температура воздуха в июле 22—24 °С, наивысшая — 30—35 °С.

Облачность в среднем за год равна 60 %, с максимумом зимой и минимумом летом.

Количество осадков на западе и северо-западе моря составляет 300—500 мм в год, на юге — 750—800 мм, на востоке — 1800—2500 мм. Осадки преимущественно в виде дождя. Снег выпадает зимой во всех частях моря (на востоке до 8 сут).

ЭКОНОМИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОРЯ

Черное море имеет большое экономическое значение для нашей страны и прилегающих к ней стран Болгарии, Румынии, Турции. Являясь важной транспортной магистралью, оно связывает нашу страну с зарубежными странами. На долю Черного моря в СССР приходится приблизительно 1/4 всех перевозок по импорту и 1/2 — по экспорту. По Черному морю транспортируется большое количество грузов внутри страны. При этом используется Волго-Донской судоходный канал им. В. И. Ленина. Крупнейшими портами СССР являются: Измаил, Одесса, Ильичевск, Николаев, Херсон, Керчь, Севастополь, Феодосия, Новороссийск, Туапсе, Поти, Батуми. В Болгарии — порты Бургас и Варна, в Румынии — Констанца. Большой поток грузов Балканских стран идет к Черному морю по Дунаю. Важнейшие порты Турции — Трабзон, Самсун, Зонгулдак.

Черное море — крупный район промысла рыбы, водорослей и моллюсков. Шельф и континентальный склон перспективны для добычи газа.

Важнейшим природным ресурсом Черного моря является климат. Благоприятные климатические условия Черного моря способствуют развитию курортов и туризма. Крупнейшими климатическими курортами являются: Южный берег Крыма с центром в Ялте; Кавказское побережье — Анапа, Геленджик, Сочи, Гагра, Сухуми, Батуми; болгарское побережье — Золотые Пески и Солнечный Берег; румынское побережье — Мамая.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ПО ИСТОРИИ ОСВОЕНИЯ И ИЗУЧЕННОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Географическое положение Черного моря (Понта Эвксинского) способствовало его известности еще в глубокой древности. О нем упоминается в дошедших до нас описаниях Геродота (V в. до н. э.) и древних греческих лоциях — «периплах» (IV в. до н. э.). В более поздних описаниях Птоломея, Страбона, Эратосфена (I—II в. до н. э.) и других приводятся подробные сведения о размерах и очертаниях Черного моря.

Первые сведения о плаваниях русских в этом районе доходят до нас из VIII—IX вв. Первые русские карты и описания Черного моря относятся к XVI в. Более подробное изучение бассейна начинается со времен Петра I. Уже в 1696 г. начаты гидрографические работы в море (поход русского адмирала Крюйса из Азова в Константинополь), которые со временем развивались и привели к появлению русских карт Черного и Азовского морей.

В истории развития гидрографических и гидрометеорологических работ в Черном море можно условно выделить пять основных периодов (этапов): до 70-х гг. XVIII в.; 1770—1870; 1870—1917; 1917—1941 гг.; с 1946 г. по настоящее время.

Период до 70-х гг. XVIII в. характеризуется развитием общего интереса к Азово-Черноморскому бассейну. Результатом первых гидрографических обследований побережья явилась карта Черного и Азовского морей, изданная в 1701—1702 гг. В последующее столетие в результате многочисленных гидрографических работ, проведенных А. Сенявиным, П. Пустошиным, И. Берсеневым, И. Биллингсом, И. Будищевым, Ф. Беллинсгаузеном, Е. Манганари, Г. Бутаковым и другими, были значительно обновлены сведения о Черном море, подготовлены и изданы ряд атласов и карт, в том числе и за рубежом, в которых существенно уточнено положение береговой линии, указаны глубины моря свыше 500 м и грунта дна. По результатам этих работ И. Будищевым была составлена в 1808 г. рукопись «Лоция или путеводитель по Черному и Азовскому морям». Первая русская лоция Черного моря увидела свет в 1851 г.

В 1801 г. в Николаеве была открыта первая на бассейне гидрометеорологическая станция, в 1808 — в Херсоне, в 1821 г. — в Одессе, а в 1824 г. гидрометеорологическая станция была учреждена в Севастополе. С этого периода начинаются метеорологические наблюдения на бассейне, которые в отдельные годы по различным причинам прерывались и вновь возобновлялись (табл. 3).

Новый этап изучения Черного моря относится к 70-м гг. XIX в. Начало наиболее подробному и систематическому исследованию бассейна было положено организацией Гидрографической экспедиции Черного и Азовского морей в 1871 г. под руководством капитана I ранга Зарудного, которая в 1887 г. была преобразована для производства отдельных съемок Черного моря. Эта экспедиция заложила прочные основы для картографии и изучения вод Черного моря. Имеющиеся наиболее ранние достоверные сведения о глубоководных измерениях температуры и плотности воды, выполненные на корвете «Львица» в 1868 г. В. Лапшиным между Феодосией и Сухуми, показавшие, что в Черном море с глубиной отмечается повышение плотности вод, получили свое дальнейшее развитие. В Гидрографической экспедиции создается специальная гидрологическая партия под руководством Ф. Ф. Врангеля, которая провела значительные океанографические работы в северо-западном районе моря, Керченском проливе, у берегов Крыма и Кавказа. На основе анализа полученных материалов Врангель приходит к выводу, что течения в Керченском проливе зависят от сгонно-нагонных ветров, а температура и плотность воды обусловлены направлением течения. Данные Врангеля впервые показали, что плотность черноморских вод ниже, чем плотность вод океана [11, 12].

К этому же периоду (1881—1882) относятся основополагающие работы С. О. Макарова по динамике вод прол. Босфор. Проведенные им исследования разнонаправленных течений в проливе (верхнего из Черного моря и нижнего из Мраморного в Черное), теоретическое обоснование причин этого явления и косвенные оценки объемов вод, участвующих в водообмене, до настоящего времени никем не опровергнуты, а лишь подтверждались, уточнялись и дополнялись последующими исследованиями [18].

В это время складываются первые представления о поверхностных течениях в Черном море (Ф. Ф. Врангель, 1879; Э. Майдель, 1884 и др.). Основными причинами переноса вод полагался сток рек, впадающих в море, и ветер, которые обусловливали перенос вод на севере моря с востока на запад, а на юге — с запада на восток.

Конец XIX — начало XX вв. характеризуется дальнейшим систематическим накоплением знаний по гидрологии Черного и Азовского морей. Проводятся специальные плавания с целью изучения гидрологии, организуются регулярные наблюдения за течениями на плавучих маяках, открываются новые гидрометеорологические станции.

Важнейшее значение в познании общей гидрологии Черного моря имела организация в 1890—1891 гг. первой океанографической Черноморской экспедиции под руководством И. Б. Шпиндлера. Эта экспедиция была комплексной глубомерной, в ней принимали участие видные ученые: А. А. Лебединцев, Н. И. Андрусов, А. А. Остроумов, Ф. Ф. Врангель. За время ее работы было выполнено около 200 глубоководных океанографических станций. Главным результатом работ явилось обнаружение повсеместно в море сероводородной зоны на глубинах свыше 200 м и отсутствие здесь фауны. Эти данные послужили причиной высказанного И. Б. Шпиндлером ошибочного предположения об отсутствии циркуляции между глубинными и верхними слоями моря. Мнение о полном застое глубинных вод в Черном море продержалось практически до 30—40-х гг. нашего столетия. Экспедицией были определены наибольшая глубина в море (до 2244 м) и рельеф его дна. Работы экспедиции и полученные в ней материалы имели большое научное значение прежде всего в познании особенностей структуры моря. В то же время они поставили перед мореведами ряд новых проблем, потребовавших своего разрешения [25].

Последующие годы характеризуются проведением отдельных экспедиционных работ в различных районах бассейна: 1900 г. — в Керченском проливе работает А. П. Лоидис, 1903—1909 гг. — в Одесской бухте проводили работы А. Поздняков, А. Игнатьев, В. Лебедев и др.

Собранные в этот период материалы анализируются и обобщаются, частично издаются. В трудах И. Б. Шпиндлера, А. Н. Скаловского, Н. И. Андрусова, Ф. Ф. Врангеля, А. П. Лоидиса, Л. Ф. Рудовица, С. А. Зернова и других рассматривается ряд вопросов гидрологии Черного моря, в том числе его циркуляция, влияние водообмена через Босфор на вертикальное перемешивание вод, причины течений и водообмена в Керченском проливе, схемы поверхностных течений в море и др. [23, 27, 28].

Новый этап в исследованиях бассейна начался после Великой Октябрьской революции. В 1921 г. В. И. Ленин подписал декрет СНК РСФСР «Об организации метеорологической службы в РСФСР», положивший начало гидрометслужбе Советского Союза. К этому времени на Азово-Черноморском бассейне уже имелась сеть морских гидрометеорологических станций, выполнявших комплекс стандартных прибрежных наблюдений. Исследования в открытом море проводились отдельными промыс-

Таблица 3

Сведения об основных пунктах гидрометеорологических наблюдений на побережье Черного моря

Номер станции (см. рис. 1)	Станция, пост	Местоположение станции, поста (водный объект)	Период работы станции, поста		Период наблюдений за					Период рейдовых наблюдений	Начало метеорологических наблюдений	Примечание
			открытие	закрытие	уровнем	температурой воды	плотностью, соленостью	льдом	волнением (инструментальные наблюдения)			
1	Вилково	Рукав Килийской дельты Дуная	1944	Действует	1944	1944	—	1944	—	1947—1958 с перерывом	1944	
2	Приморское	Жебриянская бухта	1945	Действует	1951	1945	1951	1945	—	—	1945	До 1946 г. — Жебрияны, с 1964 г. — гидрометеорологический пост
3	Белгород-Днестровский	Днестровский лиман	1944	1964	1945—1964	1944—1964	1952—1964	1944—1964	—	1947—1963 с перерывом	1890	До 1944 г. — метеорологическая станция Аккерман
			1974	Действует	1974	1975	1976	1974	—	—		
4	Ильичевск	Сухой лиман и открытое море	1960	Действует	1960	1960	1962	1962	1962	—	1960	
5	Одесса (Воронцовский маяк и порт)	Одесский залив	1874	Действует	1874	1875	1899	1884	1949	1924—1962 с перерывом	1821	
6	Очаков	Днепровский лиман	1862	Действует	1874	1874	1925	1874	—	1933—1969 с перерывом	1862	
7	Николаев	р. Южный Буг	1873	Действует	1873	1873	1893	1873	—	1956—1959	1801	До 1872 г. — метеорологическая станция
8	Херсон	Рукав Днепр дельты Днепра	1914	Действует	1916	1916	—	1925	—	—	1808	До 1913 г. — метеорологическая станция С 1956 г. — гидрометеорологический пост
9	Тендровский маяк	Открытое море	1864	1970	—	1902—1970	1951—1970	1864—1970	1960—1970	—	1864	
10	Скадовск	Джарылгачский залив	1923	1964	1923—1964	1923—1964	1927—1964	1925	1954—1964	1944—1963 с перерывом	1899	До 1922 г. — метеорологическая станция, с. 1964 г. — сезонный ледовый пост.
11	Хорлы	Каркинитский залив	1923	Действует	1923	1923	1937	1923	1950	1933—1964 с перерывом	1905	До 1922 г. — метеорологическая станция
12	Стерегущий	Каркинитский залив	1932	1964	—	1933—1964	1951—1957	1932	1957—1964	—	1933	До 1948 г. — Бакал. С 1964 г. — сезонный ледовый пост и метеорологическая станция
13	Черноморское	Бухта Узкая	1927	Действует	1927	1927	1940—1964	1927	1951—1962	1950—1962	1891	До 1926 г. — метеорологическая станция, до 1941 г. — Ак-Мечеть
14	Тарханкутский маяк	Открытое море	1865	1955	1881—1920	1895—1955	1899—1905	1911—1955	—	1923—1930	1865	С 1964 г. — гидрометеорологический пост
			1964	Действует	—	1964		—	1964	1967—1974	—	
15	Евпатория	Каламитский залив	1914	Действует	1914	1914	1918—1964	1924	1954—1975	1925—1962 с перерывом	1866	До 1913 г. — метеорологическая станция
16	Севастополь	Севастопольская бухта	1824	Действует	1871	1873	1899	1946—1947	—	1928—1956 с перерывом	1808	До 1823 г. — метеорологическая станция
17	Херсонесский маяк	Открытое море	1865	Действует	1935—1964	1974	1904	1948—1950	1954	—	1865	

Номер станции (см. рис. 1)	Станция, пост	Местоположение станции, поста (водный объект)	Период работы станции, поста		Период наблюдений за					Период рейдовых наблюдений	Начало метеорологических наблюдений	Примечание
			открытие	закрытие	уровнем	температурой воды	плотностью, соленостью	льдом	волнение (инструментальные наблюдения)			
18	Ялта	Ялтинский залив	1869	Действует	1876	1900	1900	—	1947	1924—1947 с перерывом	1869	
19	Алушта	Открытое море	1927	1964	1927—1957	1927—1964	1927—1958	—	1950—1963	1933—1957 с перерывом	1882	До 1926 г. — метеорологическая станция, с 1964 г. — метеорологическая станция С 1980 г. — и гидрометеорологический пост
			1980	Действует	—	1980	—	—	1980	—	—	
20	Судак	Открытое море	1914	1964	1931—1959	1914—1964	1947—1958	—	1956—1964	—	1895	До 1913 г. — метеорологическая станция
21	Феодосия	Феодосийский залив	1898	Действует	1903	1903	1917	1927	1950	1923—1964 с перерывом	1870	До 1897 г. — метеорологическая станция
22	Анапа	Открытое море	1917	Действует	1917	1917	1926—1964	1924	1950	1925—1964 с перерывом	1897	До 1916 г. — метеорологическая станция
23	Новороссийск	Новороссийская бухта	1872	Действует	1880	1923	1926	1934	1953	1947—1957 с перерывом	1872	
24	Геленджик	Геленджикская бухта	1927	Действует	1944	1937	1947—1964	—	1954	1949—1964 с перерывом	1921	До 1926 г. — метеорологическая станция Солицедар
25	Туапсе	Открытое море	1916	Действует	1916	1916	1926	—	1960	1924—1965 с перерывом	1874	До 1915 г. — метеорологическая станция
26	Сочи	Открытое море	1916	Действует	1923	1916	1927—1935, 1976	—	1972	—	1870	До 1886 г. — метеорологическая станция Даховский посад, до 1915 г. метеорологическая станция Сочи; с 1964 г. — гидрометеорологический пост, с 1976 г. — гидрометеорологическая станция
27	Гагра	Открытое море	1927	Действует	1927	1927	1951—1958	—	1954	—	1927	С 1974 г. — гидрометеорологический пост
28	Пицундский маяк	Открытое море	1925	Действует	1973	1926	—	—	1961	—	1925	
29	Гудаута	Открытое море	1930	1962	1930—1959	1930—1962	1930—1935, 1951—1957	—	1949—1962	—	1930	С 1962 г. — метеорологическая станция
30	Сухуми (маяк, порт)	Открытое море	1864	Действует	1901	1900	1921—1935, 1949—1955	—	1958—1974	1930—1949 с перерывом	1891	
31	Очамчира	Открытое море	1929	Действует	1929—1959	1930—1965	1947—1965	—	1951—1969	—	1930	С 1966 г. — гидрометеорологический пост
32	Поти	Открытое море	1865	Действует	1874	1915	1926	—	1949—1976	1915—1958	1912	До 1864 г. — метеорологическая станция
33	Кобулети	Открытое море	1952	1958	—	1952—1958	1955—1958	—	1956—1958	—	1933	С 1933 г. по настоящее время — метеорологическая станция 1952—1958, 1964—1969, с 1974 г. — гидрометеорологический пост
			1964	1969	—	1964—1969	—	—	—	—	—	
			1974	Действует	—	1974	—	—	1974	—	—	
34	Батуми	Открытое море	1881	Действует	1881	1881	1931	—	1949	1934	1881	

Примечания: 1. Для действующих гидрометеорологических станций (постов), у которых наблюдения за элементами режима проводятся непрерывно по настоящее время, период указан только годом начала наблюдений. 2. Данные о временных (сезонных) ледовых постах наблюдений не помещены в таблице.

ловыми и военными кораблями, чаще всего попутно: на переходе из одного порта в другой.

Сразу же после окончания гражданской войны начались планомерные научные исследования бассейна [22].

В 1922 г. организует работу Азово-Черноморская научно-промысловая экспедиция под руководством одного из крупнейших исследователей моря — почетного академика Н. М. Книповича на судах «Сухуми» и «Бесстрашный». Несмотря на тяжелые условия, отсутствие оборудования и другие трудности послереволюционного периода, экспедиция успешно проработала до 1926 г. За это время был подробно изучен физико-химический режим морских вод, влияющих на формирование промысловой базы бассейна, и оценены его рыбные запасы. Собранные материалы позволили уточнить схему течений и распределение кислорода и сероводорода в Черном море [15].

Примерно в этот же период (1924—1928) по инициативе академика Ю. М. Шокальского была организована Черноморская океанографическая экспедиция, явившаяся крупным событием в истории исследования Черного моря. О размахе работ экспедиции можно судить по полученным ею материалам. Если за все годы дореволюционных исследований Черного моря было выполнено не более 400 глубоководных станций, то за четыре года работ этой экспедиции было взято более 1000 глубоководных станций с обширной программой наблюдений за температурой воды, соленостью, кислородом, содержанием фосфора, азота и другими океанографическими, гидрохимическими и метеорологическими элементами. Экспедиции впервые в мировой океанографической практике удалось достать колонку грунта длиной до 1,5 м.

Полученные в результате выполнения этих работ данные о биологическом и гидрологическом состоянии вод, а также вертикальном и горизонтальном обмене в море, имели огромное значение как для налаживания рыбных промыслов и целей навигации, так и для познания особенностей структуры вод и физики процессов в Черном море.

В то же время следует отметить, что и Н. М. Книпович, и Ю. М. Шокальский по существу разделяли взгляды И. Б. Шпиндлера о почти полном отсутствии вертикальной циркуляции в глубинных слоях моря. По их оценкам перемешивание между глубинными и поверхностными слоями происходит с такой малой скоростью, что период полного обновления вод всего моря составляет 1500—2500 лет.

С созданием в 1924 г. при Гимецентре в г. Феодосии Бюро погоды, а затем и Гидрометинститута значительно расширилась программа изучения бассейна, выполняемая Гидрометеослужбой. Регулярно начинают проводиться специальные исследования районов портов и отдельных участков побережья. В 1927 г. в Туапсе Гидрометеорологическое бюро ЦУМОРа провело первые исследования давления на стенку волнолома с помощью динамографа, созданного В. В. Кузнецовым.

В период с 1928 по 1938 г. регулярные океанографические исследования в Черном море проводятся Севастопольской морской обсерваторией (СМО) под руководством Е. Ф. Скворцова, а затем В. А. Снежинского. Тогда же начали выполняться ежемесячные синхронные 50-мильные разрезы по нормали к берегу. В 1932 г. экспедиция Гимеина ЧерноАзморей при участии Севастопольской биологической станции под руководством В. В. Шулейкина на г/с «Гидрограф» проводит значительные океанографические исследования в восточной части Черного моря в зимний период. Результатом этих работ явилось построение динамической карты циркуляции вод и описание характера распределения холодных вод в море. Под руководством Н. И. Чигирина были проведены многочисленные гидрохимические работы.

Результаты обширных экспедиционных исследований 20-х гг. нашли свое отражение в первой монографии по гидрологии Черного моря Н. М. Книповича (1932). Как отмечают многие исследователи [9, 25], эта работа, опубликованная более 30 лет назад, по многим вопросам не потеряла своей актуальности и в настоящее время. В частности, схема поверхностных течений, разработанная Н. М. Книповичем, признана практически всеми.

В этот период СМО совместно с морским отделом ГГИ проводит первые синхронные съемки волнения на бассейне. В 1935 г. впервые была выполнена полная океанографическая съемка Черного моря в зимнее время.

В 1935—1936 гг. в обсерватории была сделана попытка обобщения всего накопленного материала наблюдений как по морю, так и по береговым станциям. Все материалы были сведены в каталоги. И в 1937 г. на основе этих данных были подготовлены и изданы гидрометеорологические справочники под общей редакцией профессора К. М. Дерюгина. В работе приняли участие такие видные ученые как Н. М. Книпович, В. В. Шулейкин, Л. Л. Соколовский, В. А. Снежинский и др. Изданием этих трудов подводился итог накопленных знаний по гидрологии Азово-Черноморского бассейна за многолетний период, включая 1935 г. [3].

Конец 30-х — начало 40-х гг. характеризуются дальнейшим накоплением гидрометеорологических знаний о море и началом пересмотра основных представлений и взглядов на его структуру и процессы вертикального и горизонтального обмена вод. На основе анализа новых материалов В. А. Водяницкий (1937, 1941), Н. И. Чигирин (1938), Нейман (1942, 1943) предложили свои физические гипотезы и схемы осуществления процессов обмена вод в Черном море. Несмотря на существенные различия в этих гипотезах, общим в них было признание факта о наличии вертикального обмена между поверхностными и глубинными слоями моря [7, 10, 27, 29, 30].

Исключаются прежние представления о Черном море как о бассейне, состоящем из двух различных и не связанных друг с другом слоев. Делается заключение, что «...вся толща вод моря динамически представляет собой единое целое и в ней происходят горизонтальные и вертикальные перемещения вод от поверхности до дна. Можно говорить лишь о разной интенсивности этих процессов на различных глубинах, но нельзя отрицать их существование вообще».

Великая Отечественная война временно прервала научные исследования на Азово-Черноморском бассейне. Деятельность Гидрометслужбы была направлена на оперативное обслуживание Армии и Флота. Количество морских гидрометеорологических станций и постов сократилось с 70 до 13. Морская гидрометеорологическая обсерватория (голов-

ная организация бассейна) в период войны занималась подготовкой и изданием специализированных справочных пособий по отдельным районам театра военных действий.

Как только побережье Черного и Азовского морей было освобождено от врага, возобновилась прежде всего нормальная деятельность Гидрометслужбы. Уже к 1946 г. количество морских станций и постов увеличилось до 40. С этого же года начинают проводиться экспедиционные исследования, сначала в виде рейдовых работ в районах крупных портов, а затем регулярно и в открытом море.

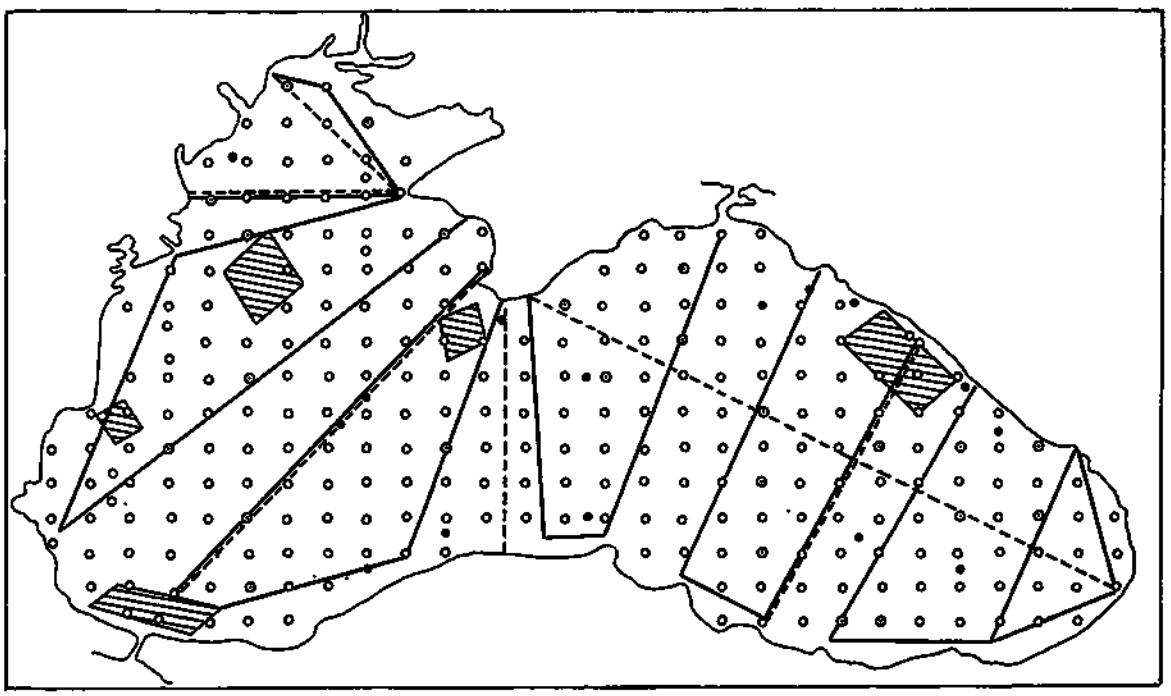


Рис. 3. Обобщенная схема расположения океанографических станций, разрезов и полигонов наиболее крупных экспедиций в Черном море.

В конце 40-х гг. появляется ряд теоретических работ, рассматривающих море с точки зрения общих биоокеанографических положений. В частности, профессором В. А. Водяницким (1948) на основе предыдущих своих исследований сформирована и опубликована новая модель вертикального строения, общей циркуляции и биологической продуктивности вод Черного моря. Основные положения этой теории и, в частности, идея о существовании вертикального водообмена во всей толще моря были подтверждены данными непосредственных наблюдений в море [8].

Пятидесятые годы характеризуются более углубленным изучением гидрологии моря. Совместными усилиями бассейновых учреждений Гидрометслужбы и Гидрографии, а также научно-исследовательских институтов АН СССР, Минрыбхоза и других ведомств Черное море было покрыто густой сеткой синхронных комплексных океанографических съемок. Количество выполняемых за год океанографических станций доходит до 1000. И если первые синхронные сезонные съемки были проведены в течение четырех лет, то в 1957 г. впервые были выполнены все четыре сезонные полные съемки Черного моря на шести судах в течение одного года (рис. 3). Каждая такая съемка всего моря выполнялась в короткие сроки (не более 5—7 сут) и характеризовала гидрометеорологические условия моря практически в один момент времени. Анализ этих материалов позволил проследить сезонный и межгодовой ход основных физических процессов в море.

В период Международного геофизического года (1957—1959) на Черном море проводятся крупные междуведомственные экспедиции под руководством проф. Н. А. Белинского. В этих работах принимали участие практически все крупнейшие научно-исследовательские учреждения страны: Гидрометслужбы (ГОИН, ЦИП, ААНИИ, НИИГМП, БГМО ЧАМ), АН СССР (ИО, ЧЭНИС, ЧОМГИ) и др. Основная цель этих экспедиций — проверка теоретических методов расчета течений и температуры воды в глубоком море. Одновременно при этих исследованиях проводилась отработка новых методов океанографических исследований (Э. Н. Альтман, 1962). В частности, выполнены новые у нас в стране исследования глубинных течений с помощью парашютов. Впервые в практике океанографических работ в течение длительного периода времени на небольшом участке моря (так называемом полигоне) было сосредоточено большое число судов и новейшей измерительной аппаратуры: ЭМИТ, ГМ-16, АФС, АБТ, самописец течений «Океан», гидрозонд «Барказ» и др. Благодаря такому комплексному подходу удалось провести исследования изменчивости непериодических течений, температуры и солености воды как во времени, так и в пространстве. Во время этих экспедиций на глубине 500 м в Черном море удалось инструментально зарегистрировать течения со скоростью до 15 см/с (Э. Н. Альтман, 1962). Это еще раз подтвердило, что в глубинных слоях моря происходят процессы обмена вод и циркуляции [1, 2].

В эти же годы Бассейновой гидрометобсерваторией проводятся первые на Черном море многочисленные инструментальные измерения волнения с по-

мощью волнографов открытого моря. Собранные материалы послужили основой для проверки методов расчета волн и составления навигационного пособия. Одновременно обсерваторией, ГОИНом и лабораторией аэрометодов АН СССР выполнены первые на Черном и Азовском морях экспериментальные работы по изучению течений с самолетов. Во время полетов спецсамолета отрабатывалась методика подобного рода исследований и были собраны интересные данные о течениях в районе Кавказского побережья, Керченского пролива и в Азовском море.

Впоследствии обобщение материалов этих, по существу «мгновенных» съемок течений позволило получить новые представления об изменчивости и структуре течений нашего бассейна [3, 16]. Результаты этих исследований послужили основой для обоснования организации дальнейших наблюдений на бассейне.

С 1961 г. Гидрометслужба начинает проводить регулярные систематические сезонные экспедиционные работы на постоянных, так называемых вековых разрезах. Маршруты этих разрезов выбраны с учетом особенностей гидрологии бассейна в различных его районах и пересекают все характерные в гидрометеорологическом отношении зоны: прибрежные, шельф, открытое море. Таких разрезов на Черном море закреплено шесть: м. Большой Фонтан — м. Тарханкут; м. Тарханкут — о. Змеиный; м. Херсонес — пр. Босфор; м. Сарыч — м. Инеболу; м. Кадош — Унье; Ялта — Батуми. На каждом разрезе от 9 до 20 океанографических станций. Материалы, получаемые в результате выполнения вековых разрезов, служат основой для суждения о многолетней и внутригодовой изменчивости режима моря.

В период 1950—1960 гг. по материалам многолетних наблюдений Бассейновой гидрометеообсерваторией и другими институтами Гидрометслужбы подготавливаются и издаются важные для народного хозяйства гидрометеорологические пособия: «Климатический и гидрологический атлас Черного и Азовского морей» (1956), «Атлас льдов Черного и Азовского морей» (1962), «Каталог уровенных наблюдений на Черном и Азовском морях» (1965), монография «Гидрометеорологический режим Южного берега Крыма» (1966), «Атлас волнения и ветра Черного моря» (1969), «Справочник по гидрологическому режиму морей и устьев рек» (1970), в котором в четырех томах обобщены основные гидрологические характеристики прибрежной зоны Черного и Азовского морей, «Справочник по климату Черного моря» (1974) и др.

Важной вехой в познании особенностей гидрологии Черного моря явился выход в свет монографий А. К. Леонова «Региональная океанография (1960) и Д. М. Филиппова «Циркуляция и структура вод Черного моря» (1968), в которых авторы выдвинули ряд оригинальных гипотез с теоретическим обоснованием особенностей строения вод Черного моря [17, 25].

Последние 10-летия характеризуются дальнейшим развитием работ по изучению гидрометеорологии Черного моря. Характерной особенностью этих исследований является комплексность, участие, как правило, нескольких учреждений, использование новейшей автономной и дистанционной техники, неконтактных методов наблюдений (самолетных, спутниковых) и др. Часть исследований проводится по планам международного сотрудничества.

Важным итогом, в частности последних работ, явилось опубликование в 1978 г. сборников по исследованию динамики и гидрохимии Черного моря (под ред. А. С. Саркисяна), в 1980 г. — результатов Международного эксперимента «КАМЧИЯ-77» «Взаимодействие атмосферы, гидросферы и литосферы в прибрежной зоне моря», в 1981 г. — результатов теоретических и экспериментальных исследований в области охраны окружающей среды «Вопросы гидрологии и гидрохимии южных морей» (под ред. Ю. С. Осипова и Х. Т. Маркова). В этих трудах приводятся новые сведения о циркуляции вод и турбулентном обмене в Черном море, о химическом составе и загрязнении его вод, о переносе примеси в прибрежных районах и др.

С середины 60-х гг. Гидрометслужба начинает проводить новый вид регулярных исследований поверхности моря с помощью неконтактных методов путем авианаблюдений: сначала за течениями, затем за температурой воды и состоянием загрязнения, а в зимний период — за состоянием ледяного покрова. К началу 80-х гг. накоплен обширный материал, полученный в результате авианаблюдений, который используется как для обеспечения оперативных нужд народного хозяйства, так и для изучения особенностей режима моря.

С 1976 г. в Черном море учреждениями системы Госкомгидромета под руководством и при участии Севастопольского отделения ГОИНа начала осуществляться общегосударственная служба наблюдений и контроля за уровнем загрязнения среды (ОГСНК). Согласно этой программе ежегодно 4 раза в каждом сезоне проводится гидролого-гидрохимическая съемка всего моря. Первоначально (до 1980 г.) она включала в себя выполнение 19 меридиональных разрезов, всего 95 океанографических станций, а с 1980 г. сетка станций была пересмотрена и сокращена до 54 с тем, чтобы более рационально охватывать основные, наиболее динамичные районы моря. Регулярный контроль за состоянием среды по этой же программе проводят морские гидрометеорологические станции.

В середине 70-х гг. Морской гидрофизический институт АН СССР, Севастопольское отделение ГОИН, Институт биологии южных морей АН УССР, Гидрографическая служба Флота и другие организации объединили свои усилия по исследованию современных изменений в гидрологии Черного моря, разработке методов расчета и прогноза возможных последствий активной деятельности человека на режим моря.

В 1976—1978 гг. проведены совместные комплексные океанологические исследования Черного моря (программа «СКОИЧ»), во время которых с помощью автономных буйковых постановок самописцев течений и другой аппаратуры проводилось изучение динамики вод и основных факторов, определяющих ее главные особенности. Результаты исследований были обобщены в коллективных монографиях МГИ под ред. Б. А. Нелепо: «Комплексные исследования Черного моря» (1979) и «Комплексные океанографические исследоваиия Черного моря» (1980).

Значительное место в последние годы занимали работы, проводимые Госкомгидрометом (Гидрометслужба) совместно с другими организациями по

обоснованию крупных народнохозяйственных проектов в бассейне моря. Специфика этих работ связана с необходимостью проведения значительных изысканий в сложных по гидрографическим и гидрологическим условиям мелководных районах проливов, устьев рек и т. д. Значительная изменчивость здесь всех элементов во времени и в пространстве

В настоящее время морская гидрометсеть на Черном море составляет свыше 40 гидрометеорологических станций, обсерваторий и постов, ведущих регулярные наблюдения за целым комплексом метеорологических, гидрологических и гидрохимических элементов режима (табл. 3). Наиболее крупные из них (обсерватории и станции первого раз-

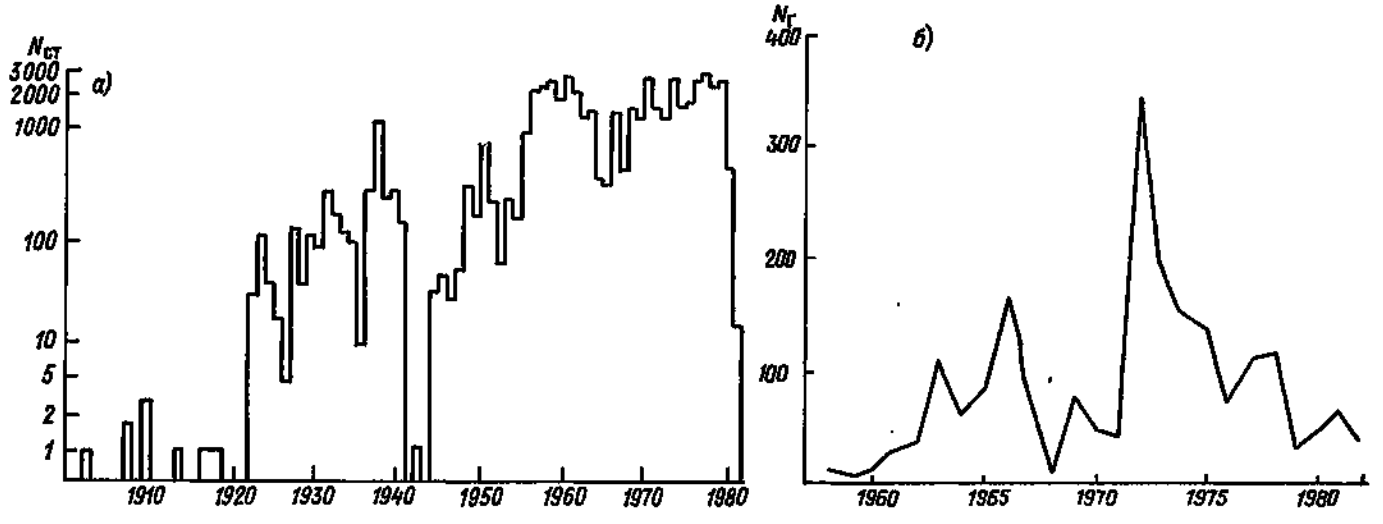


Рис. 4. Распределение по годам общего количества океанографических станций $N_{ст}$ (*а*) и горизонтов $N_г$ наблюдений за течениями (*б*) в Черном море (точки соединены условно линиями).

потребовала разработки специальных методов исследований и расчетов современных и ожидаемых изменений режима регионов.

Наряду с активным изучением всеми организациями бассейна тонкой структуры строения вод моря, особенностей его динамики вод, роли в ней отдельных факторов, в частности внутренних волн, влияния ветра, водного, теплового, солевого балансов, конвективного и турбулентного перемешивания и др., учреждения системы Госкомгидромета проводили дальнейшее обобщение всех материалов наблюдений на основе созданной в Севастопольском отделении ГОИНа информационной базы регионального банка гидрологической информации по бассейну для создания атласов, каталогов и других справочно-монографических пособий, необходимых для обеспечения запросов народнохозяйственных организаций. В информационную базу уже занесено свыше 50 000 океанографических станций (385 000 горизонтов) с наблюдениями за температурой воды и соленостью вод Черного моря и 3500 массивов наблюдений за течениями на АБС, выполненных за весь период исследований по всему морю всеми мореведческими организациями бассейна (рис. 4). На этой основе сформирована магнитная лента плотности вод. В базу также включены материалы наблюдений за температурой воды, соленостью и уровнем моря по данным основных морских станций бассейна за период с 1923 г.

Анализ и обобщение материалов базы в СО ГОИНа позволили провести расчеты, подготовить к печати и издать режимно-справочные пособия «Климатические поля солености и температуры воды Черного моря» [6] и «Типовые поля ветра и волнения Черного моря» [24], данные которых могут рассматриваться как фоновая климатическая основа гидрометеорологического режима моря.

ряда) проводят также экспедиционные исследования.

Наиболее активно изучением гидрометеорологии Черного моря занимаются как в теоретическом, так и в экспериментальном плане свыше тридцати бассейновых учреждений (табл. 4), в том числе АН УССР (МГИ и ИнБЮМ с отделениями, ОдО ИЭ), АН СССР (ЧО ИО, СНИМС АИ), Госкомгидромет (СО ГОИНа, ОдО ГОИНа, морские гидрометобсерватории и гидрометеорологические станции), Гидрографическая служба флота, Минрыбхоз (ЮгНИРО, «Гидронавт») и ряд других организаций, включая Болгарскую и Румынскую академии наук. Регулярные экспедиционные исследования Черного моря проводятся более чем на 20 крупных и большом числе мелкотоннажных научно-исследовательских судов бассейновых институтов.

Дальнейшее развитие исследований гидрометеорологии Черного моря для наиболее рационального использования его природных ресурсов возможно лишь путем объединения усилия ученых и средств различных институтов. Такие комплексные программы в настоящее время получают все большее развитие. Примером может служить осуществление программы «Экспериментальный мониторинг Черного моря», разработанной в 1985 г. ГОИНом, СО ГОИНа и МГИ [5]. В этих работах задействовано около 10 научных учреждений и 15 научно-исследовательских судов, которые в продолженне трех месяцев провели многократные синхроиные съемки всего моря и выполнили работы на динамическом полигоне с осуществлением автономных постановок различного рода самопишущих приборов. К работам были привлечены также морские гидрометеорологические станции, проводившие учащенные гидрометеорологические наблюдения. Ряд исследований выполнен с помощью самолетиых и спутнико-

Таблица 4

Основные организации Азово-Черноморского бассейна, занимающиеся изучением гидрометеорологии Черного моря (на 1 июля 1990 г.)

Наименование	Район деятельности	Адрес	Ведомственная принадлежность
Азовский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства (АзНИИРХ)	Азовское море, Керченский пролив	344007, г. Ростов-на-Дону, ул. Береговая, 21/2	Министерство рыбного хозяйства СССР
Всесоюзный научно-исследовательский и проектно-изыскательский институт нефтегазопромысловых сооружений на континентальном шельфе (ВНИПИшельф)	Черное, Азовское моря	333700, г. Симферополь, ул. Севастопольская, 45	Министерство нефтяной и газовой промышленности СССР
Гидрометеорологический центр Черного и Азовского морей (ГМЦ ЧАМ) — бывшее Бюро погоды Черного и Азовского морей (БП ЧАМ)	Черное, Азовское моря	270015, г. Одесса, Пролетарский бульвар, 89	Украинское республиканское управление по гидрометеорологии
Дунайская гидрометеорологическая обсерватория (ДГМО)	Устьевая область Дуная и Днестра, северо-западная часть Черного моря	272630, г. Измаил-центр, ул. Героев Сталинграда, 36	Украинское республиканское управление по гидрометеорологии
Институт биологии южных морей (ИнБЮМ)	Черное, Средиземное моря, Атлантический, Индийский океаны	335000, г. Севастополь, проспект Нахимова, 2	Академия наук УССР
Карадагское отделение Института биологии южных морей (КО ИнБЮМ)	Взморье Южного берега Крыма	334876, Крымская область, Судакский район, п/о Курортное	Академия наук УССР
Морской гидрофизический институт (МГИ)	Черное, Средиземное моря, Атлантический, Индийский океаны	335000, г. Севастополь, ул. Ленина, 28	Академия наук УССР
Научно-исследовательская океанографическая станция Московского государственного университета (НИОС МГУ)	Черное, Средиземное моря	335009, г. Севастополь, ул. Героев Севастополя, 6-а	Государственный комитет СССР по народному образованию
Научно-производственное объединение Югрыбтехцентр (НПО Югрыбтехцентр)—бывшее Центральное конструкторско-технологическое бюро АзЧеррыба (ЦКТБ АзЧеррыба)	Черное, Азовское моря	335000, г. Севастополь, ул. Азовская, 58	Министерство рыбного хозяйства СССР
Николаевский центр гидрометеорологии (НЦГМ) — бывшая Николаевская гидрометеорологическая обсерватория (НГМО)	Днепровский лиман, устья рек Южного Буга и Днепра, северо-западная часть Черного моря	327030, г. Николаев, ул. Обсерваторная, 1	Украинское республиканское управление по гидрометеорологии
Одесский государственный университет (ОГУ)	Черное море	270000, г. Одесса, ул. Советской Армии, 24	Министерство высшего и среднего специального образования УССР
Одесское отделение Государственного океанографического института (ОдО ГОИНа)	Черное море, Атлантический океан	270015, г. Одесса, Пролетарский бульвар, 89	Государственный комитет СССР по гидрометеорологии
Одесское отделение Института биологии южных морей (ОдО ИнБЮМ)	Черное море	270011, г. Одесса, ул. Пушкина, 37	Академия наук УССР
Одесское отделение института экономики (ОдО ИЭ)	Черное, Азовское моря	270044, г. Одесса, Пролетарский бульвар, 29	Академия наук УССР
Производственно-поисковое объединение промысловой разведки и научно-исследовательского флота Южного бассейна (ППО Югрыбпоиск) — бывшее Управление промысловой разведки и научно-исследовательского флота Южного бассейна (Югрыбпромразведка)	Черное, Азовское моря, Атлантический и Индийский океаны	334500, г. Керчь, ул. Козлова, 6	Министерство рыбного хозяйства СССР
Ростовский-на-Дону государственный университет (РГУ)	Черное, Азовское моря	344006, г. Ростов-на-Дону, ул. Энгельса, 105	Государственный комитет РСФСР по науке и высшему образованию
Севастопольская база специального экспериментального флота «Гидронавт» (База «Гидронавт») — бывшее Севастопольское экспериментально-конструкторское бюро по подводным исследованиям (СЭКБП)	Черное море, Атлантический, Тихий, Индийский океаны	335000, г. Севастополь, ул. Костомаровская, 1/46	Министерство рыбного хозяйства СССР
Севастопольское отделение Государственного океанографического института (СО ГОИНа) — бывшая Бассейновая гидрометеорологическая обсерватория Черного и Азовского морей (БГМО ЧАМ)	Черное, Азовское, Средиземное моря	335000, г. Севастополь, ул. Советская, 61	Государственный комитет СССР по гидрометеорологии
Симферопольский государственный университет (СГУ)	Черное море	333036, г. Симферополь, ул. Ялтинская, 4	Министерство высшего и среднего специального образования УССР

Наименование	Район деятельности	Адрес	Ведомственная принадлежность
Сухумский филиал Акустического института (ФАИ)	Черное море	384905, г. Сухуми, п/я 54	Академия наук СССР
Центр гидрометеорологии Аджарской АССР (ЦГМ АССР) — бывшая Аджарская гидрометеорологическая обсерватория (АГМО)	Черное море	384504, г. Батуми, ул. Цхакая, 124	Грузинское республиканское управление по гидрометеорологии
Черноморское отделение Государственного научно-исследовательского института по проектированию морских портов и судоремонтных предприятий (ЧерноморНИИпроект)	Черное, Азовское моря	270058, г. Одесса, проспект Шевченко, 12	Министерство морского флота СССР
Черноморское отделение морских берегозащитных сооружений Центрального научно-исследовательского института транспортного строительства	Черное море	354002, г. Сочи, ул. Яна Фабрициуса, 1	Министерство транспортного строительства СССР
Южный научно-исследовательский институт морского рыбного хозяйства и океанографии (ЮгНИРО) — бывший Азово-Черноморский научно-исследовательский институт морского рыбного хозяйства и океанографии (АзЧерНИРО)	Черное, Средиземное моря, Индийский океан	334500, г. Керчь, ул. Свердлова, 2	Министерство рыбного хозяйства СССР
Южная морская инженерно-геологическая экспедиция (ЮМИГЭ)	Черное, Азовское моря	270113, г. Одесса, ул. Правды, 7	Министерство нефтяной и газовой промышленности
Южное отделение Института океанологии (ЮО ИОАН)	Черное, Средиземное моря	353470, Краснодарский край, Геленджик, п/о 20	Академия наук СССР
Экспериментальное отделение Морского гидрофизического института (ЭО МГИ)	Черное, Средиземное моря	334247, Ялта, Симеиз, поселок Кацивели	Академия наук УССР

вых средств. Результатом этих работ явилось дальнейшее углубление наших знаний о физических процессах в Черном море, были разработаны новые и усовершенствованы уже имеющиеся методы расчета и прогноза элементов режима моря, в том числе с учетом антропогенного влияния [14].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альтман Э. Н. Из опыта проведения тематических исследований моря с применением новой океанографической техники//Бюллетень технической информации.— 1962.— № 11.— С. 58—63.

2. Альтман Э. Н. Исследования моря с применением новой океанографической техники//Метеорология и гидрология.— 1962.— № 12.— С. 33—38.

3. Альтман Э. Н. Развитие океанографических исследований на Черном и Азовском морях за 50 лет Советского государства//Информационное письмо УГМС УССР.— 1967.— № 9 (62).— С. 50—53.

4. Альтман Э. Н., Кумыш Н. И. Многолетняя и внутригодовая изменчивость баланса пресных вод Черного моря//Труды ГОИН.— 1984.— Вып. 176.— С. 3—18.

5. Альтман Э. Н. и др. Черноморская междуведомственная экспедиция 1984 г. Организация и основные результаты//Морской гидрофизический журнал.— 1986.— № 5.— С. 58—62.

6. Альтман Э. Н., Гертман И. Ф., Голубева З. А. Климатические поля солености и температуры воды Черного моря.— Севастополь: СО ГОИН, 1987.— 110 с.

7. Водяницкий В. А. К вопросу о биологической продуктивности Черного моря//Труды Зоолог. ин-та АН СССР.— 1941.— Т. 7.— С. 7—12.

8. Водяницкий В. А. Основной водообмен и история формирования солености Черного моря//Труды СБС.— 1948.— Т. 6.— С. 386—432.

9. Водяницкий В. А. Современное состояние изученности Черного моря и задачи дальнейших исследований// Биологические исследования Черного моря и его промысловых ресурсов.— М., 1968.— С. 3—10.

10. Водяницкий В. А. Успехи изучения биологии Черного моря//Известия АН СССР, сер. биол.— 1937.— № 5.— С. 13—19.

11. Врангель Ф. Ф. Об исследовании течений в Черном море//Морской сборник.— 1879.— Т. 173, № 7.— С. 98—141.

12. Врангель Ф. Ф. Черноморская глубомерная экспедиция 1890 года//Известия РГО.— 1980.— Т. 26, вып. 5.— С. 380—397.

13. Гончаров В. П. и др. Площади и объемы Средиземного и Черного морей//Океанология.—1965.—Т. 5, вып. 6.— С. 987—992.

14. Исследование и моделирование гидрофизических процессов в Черном море/Под ред. С. П. Левикова.— М.: Гидрометеоиздат, 1989.— 142 с.

15. Книпович Н. М. Гидрологические исследования в Черном море//Труды Аз.-Черн. научн.-пром. экспед.— 1932.— Вып. 10.— 272 с.

16. Коновалова И. З., Лагутин Б. Л. Некоторые статистические характеристики прибрежных течений по результатам аэрофотосъемки//Труды ГОИН.— 1968.— Вып. 95.— С. 72—84.

17. Леонов А. К. Региональная океанография. Ч. I.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 765 с.

18. Макаров С. О. Об обмене вод Черного и Средиземного морей//Океанографические работы.— М., 1950.— С. 31—93.

19. Морской атлас. Т. II.— 1953.

20. Океанографические таблицы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 477 с.

21. Океанографическая энциклопедия.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 631 с.

22. Плахотник А. Основные вехи в изучении Черного и Азовского морей за годы Советской власти//Морской флот.— 1967.— № 2.— С. 8.

23. Скаловский А. Н. О физико-географических условиях Черноморского бассейна в связи с влиянием Босфора.— Спб: Изд. Военно-учебного отделения Главного Морского штаба, 1897.— 134 с.

24. Типовые поля ветра и волнения Черного моря/ Под ред. Э. Н. Альтмана и Г. В. Матушевского.— Севастополь: СО ГОИН, 1987.— 116 с.

25. Филиппов Д. М. Циркуляция и структура вод Черного моря.— М.: Наука, 1968.— 136 с.

26. Черное море: Сборник/Пер. с болгар.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 407 с.

27. Чигирин Н. И. К вопросу о происхождении и строении водной массы Черного моря//Метеорологический вестник.— 1938.— № 9 (12).— С. 21—29.

28. Шпиндлер И. Б. Результаты гидрологических исследований Черного моря в 1890—1891 гг.//Морской сборник.— 1893.— № 11.— С. 1—32.

29. Neumann G. Über den Aufbau und die Frage der Tiefenzirkulation des Schwarzen Meeres//Ann. d. Hydr. u. Mar. Met.— 1943.— Bd. 71(1), N 4/6.— S. 1—20.

30. Neumann G. Die absolute Topographie des physikalischen Meeresniveans und die Oberflächenströmungen des Schwarzen Meeres.//Ann. d. Hydr. u. Mar. Met.— 1942.— Bd. 70(9).— S. 265—282.

ЧАСТЬ I. МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТ

1. КЛИМАТООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

1.1. РАДИАЦИОННЫЕ УСЛОВИЯ

Солнечная радиация является главным климатообразующим фактором и источником тепловой энергии почти для всех природных процессов, развивающихся в Черном море.

Для характеристики радиационного режима Черного моря использованы материалы актинометрических наблюдений метеорологических станций побережья Черного моря: Одесса, Никитский сад, Карадаг, Сочи-опытная станция, Сухуми, агро. (за 1964—1985 гг.) [61].

Годовой приход прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность при ясном небе (т. е. возможный приход) для прибрежной полосы составляет 5860 МДж/м² для северной части Черного моря и увеличивается к югу и юго-востоку до 6190 МДж/м². Годовые суммы рассеянной радиации при безоблачном (ясном небе) составляют соответственно 1465—1550 МДж/м².

Облачность снижает поступление прямой солнечной радиации на 50—60 % возможной и в то же время увеличивает рассеянную радиацию в 1,5 раза. В результате при реальных условиях облачности годовой приход суммарной радиации колеблется в пределах 3770—5860 МДж/м² при общем увеличении с севера на юг. При этом вклад рассеянной радиации составляет около 40 %, отмечается явное преобладание в годовой сумме прямой солнечной радиации над рассеянной.

Доля прямой радиации (и соответственно рассеянной) к суммарной радиации меняется в течение года. В период с ноября по февраль (табл. 1.1—1.3) вклад прямой радиации составляет 30—45 % для северной части моря и 45—50 % — для южной; с марта по октябрь — соответственно 45—60 и 50—68 %. В месяцы с наиболее благоприятными условиями для поступления прямой солнечной радиации (июнь — сентябрь) ее суммы составляют 70 % и более.

В годовом ходе максимум месячных сумм суммарной и прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность приходится на большинство станций побережья на июль, минимум — на декабрь (табл. 1.4, 1.5).

Для годового хода прямой и суммарной радиации характерно резкое увеличение месячных сумм от февраля к марту, почти в 2 раза, что объясняется как возрастанием высоты Солнца и продолжительности дня, так и уменьшением облачности и лучшей прозрачностью атмосферы в марте. При переходе от октября к ноябрю наблюдается обратный ход. В отдельные годы в зависимости от облачности соотношение прямой и рассеянной радиации и общий приход суммарной радиации могут значительно отличаться от средних значений (табл. 1.4).

Различия между максимальным и минимальным месячным приходом суммарной радиации может достигать 209—295 МДж/м² в весенние месяцы, увеличиваясь с севера на юг (табл. 1.4). Для рассеянной радиации они составляют 84—125 МДж/м², а для прямой радиации 210—335 МДж/м².

В связи с отмеченным колебанием прихода солнечной радиации в отдельные годы отмечается смещение максимума прямой и суммарной радиации с июня на июль или на май.

Еще большие изменения наблюдаются в суточных суммах солнечной радиации: средние максимальные суточные суммы прямой радиации летом могут отличаться от средних на северо-западе Черного моря в 1,5—2 раза (табл. 1.5), на юго-востоке — в 2—3 раза.

Приходящая на поверхность моря солнечная радиация (прямая и рассеянная) поглощается в той или иной степени в зависимости от изменений альбедо поверхности, связанных с состоянием водной поверхности, прозрачности и времени года (табл. 1.6).

В теплое время года альбедо по всему морю изменяется в незначительных пределах, в холодное время года заметно повышается в северо-западной части моря при наличии ледяного покрова. На Черноморском побережье снега бывает очень мало, зимы преимущественно бесснежные, что также сказывается на альбедо.

В отдельные годы могут быть значительные отклонения альбедо от средних значений, приведенных в табл. 1.7. В связи с этим в значениях поглощенной радиации наблюдаются колебания от года к году как за счет изменения прихода радиации, так и за счет изменения отражательных свойств поверхности (табл. 1.8).

В сумме за год деятельной поверхностью отражается 20—35 % коротковолновой приходящей радиации.

Примерно в таком же процентном отношении и таких же пределах изменяется и эффективное излучение. На долю радиационного баланса на большей части региона приходится 40—50 % суммарной радиации, что в абсолютных величинах составляет 1590—2510 МДж/м². Увеличение отмечается с севера на юг.

Практически в течение всего года радиационный баланс Черного моря положителен (табл. 1.9). Наибольшие значения радиационного баланса наблюдаются в июле (410—430 МДж/м²), а также в июне и августе. В отдельные годы и месяцы могут наблюдаться отклонения от описанного режима радиационного баланса в зависимости от сочетания суммарной радиации, эффективного излучения (определяемых главным образом облачностью) и альбедо поверхности. Максимальные и минималь-

Таблица 1.1

Отношение месячных сумм прямой радиации к суммарной, %

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Одесса	29	35	46	55	61	65	68	68	65	50	37	29
Никитский сад	37	44	51	54	58	63	63	68	64	57	46	44
Карадаг	37	38	45	53	58	66	69	68	68	56	45	36
Сочи	47	48	51	51	57	64	66	68	65	60	53	47
Сухуми	43	45	50	53	61	62	60	62	72	58	50	51

Таблица 1.2

Месячные и годовые суммы солнечной радиации, МДж/м²

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Одесса	117	167	339	507	674	724	758	640	469	285	126	100	4906
	33	59	155	276	410	469	515	435	306	142	46	29	2875
Никитский сад	130	180	335	486	615	674	720	646	469	322	172	113	4862
	59	80	172	264	356	423	473	440	301	184	80	50	2882
Карадаг	159	201	352	502	670	741	762	662	507	326	167	117	5166
	59	75	159	268	398	486	523	452	343	184	75	42	3064
Сочи	134	201	306	423	603	716	745	670	473	348	197	126	4942
	63	96	155	218	343	460	490	456	310	209	105	59	2964
Сухуми	163	230	364	477	599	708	695	653	507	352	209	146	5103
	71	105	184	255	331	440	419	406	335	205	113	75	2939

Примечание. 1-я строка — суммарная радиация; 2-я строка — прямая радиация на горизонтальную поверхность.

Таблица 1.3

Отношение месячных сумм рассеянной радиации к суммарной, %

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Одесса	69	67	52	50	50	47	48	44	41	47	66	62
Никитский сад	70	56	49	46	42	37	34	32	36	42	53	55
Карадаг	63	62	55	47	41	34	31	32	32	43	55	64
Сочи	53	52	49	49	43	36	34	32	35	40	47	53
Сухуми	56	55	49	46	45	38	40	38	34	42	46	49

Таблица 1.4

Экстремальные значения месячной суммарной радиации за 10-летний период, МДж/м²

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Одесса	142	280	373	548	749	800	783	657	490	343	146	109
	88	130	255	410	498	620	674	586	419	230	754	67
Карадаг	159	247	419	565	729	754	825	708	544	335	180	109
	84	121	297	381	574	657	699	590	435	218	117	71
Сочи	172	251	406	494	774	774	774	728	507	394	239	159
	67	159	188	343	469	557	653	557	394	276	117	88

Примечание. 1-я строка — максимум; 2-я строка — минимум.

Таблица 1.5

Суточные суммы прямой радиации в Одессе, осредненные за 10-летний период, МДж/м²

Радиация	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Средняя	4,2	7,3	9,3	14,0	18,5	22,3	24,3	22,6	18,6	11,2	3,9	3,4
	1,2	2,1	4,7	8,7	12,3	15,2	16,3	14,1	10,1	4,9	1,3	0,96
Максимальная из средних	19,8	23,2	31,6	34,3	35,0	37,3	36,1	31,3	30,8	24,7	18,8	15,2
	6,2	9,1	16,1	19,0	22,2	23,9	23,4	20,1	16,4	10,9	6,5	4,1

Примечание. 1-я строка — радиация на перпендикулярную лучам поверхность; 2-я строка — на горизонтальную поверхность.

Таблица 1.6

Альбедо поверхности Черного моря при штиле, %

Характеристика воды	Высота Солнца, °				
	20	30	40	50	60
Прозрачная	10	—	6	6	5
Мутная	21	11	8	6	4

Таблица 1.7

Средние значения альбедо для побережья Черного моря, %

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Одесса	36	33	21	17	19	18	18	18	19	18	19	26	19
Никитский сад	26	26	21	20	21	19	19	20	20	21	21	21	20
Карадаг	19	18	17	17	16	18	17	17	17	17	17	18	17
Сочи	26	28	20	20	21	21	21	22	22	23	25	24	22
Сухуми	27	29	23	23	22	21	21	21	22	24	24	25	23

Таблица 1.8

Экстремальные суммы поглощенной радиации за месяц, МДж/м²

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Одесса	88	205	293	465	607	678	632	544	402	272	126	84
	59	92	218	348	419	515	473	469	356	197	63	42
Карадаг	130	197	343	456	611	670	699	590	460	272	151	88
	71	105	235	310	477	540	578	477	347	184	100	59
Сочи	130	163	327	381	620	594	636	578	394	306	180	117
	50	96	151	272	368	435	490	440	297	209	88	67

Примечание. 1-я строка — максимум; 2-я строка — минимум.

Таблица 1.9

Месячные и годовые значения радиационного баланса, МДж/м²

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Одесса	4	38	142	251	343	389	410	343	209	92	12	—8	2225
	42	75	188	285	373	414	448	394	272	155	50	33	2729
	38	37	46	34	30	25	38	51	63	63	38	42	504
Сочи	17	33	134	205	318	414	431	343	214	117	33	4	2263
	59	71	172	230	339	435	452	376	255	167	84	54	2694
	42	38	38	25	21	21	21	33	41	50	51	50	431
Сухуми	25	67	151	251	343	431	423	360	255	121	46	8	2481
	88	109	188	280	364	444	435	389	293	172	100	54	2916
	63	42	37	29	21	13	12	29	38	51	54	46	435

Примечание. 1-я строка — результирующая баланса; 2-я строка — положительная составляющая; 3-я строка — отрицательная.

Таблица 1.10

Максимальные и минимальные суммы месячного радиационного баланса, МДж/м²

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Одесса	29	80	172	293	440	440	448	356	218	105	25	4
	—4	25	25	209	285	339	360	280	180	50	4	—17
Карадаг	29	67	176	310	402	406	427	331	255	121	50	17
	13	42	134	188	297	339	331	146	163	63	13	—8
Сочи	21	50	176	239	343	452	465	381	230	134	38	8
	8	29	100	172	285	389	402	289	201	100	21	—4
Сухуми	42	80	180	268	444	482	465	385	293	142	59	29
	—13	25	96	176	260	348	352	297	193	92	21	—8

Примечание. 1-я строка — максимум; 2-я строка — минимум.

ные месячные суммы радиационного баланса (табл. 1.10) могут превосходить значения, указанные выше, и достигать соответственно в мае, июне, июле 480 МДж/м² (Сухуми) и в декабре — январе 17 МДж/м² (Одесса).

Суточный ход солнечной радиации и радиационного баланса определяется прежде всего изменением высоты Солнца в течение дня. В связи с этим максимум солнечной радиации при наличии облачности или ясном небе наблюдается в полдень. Наряду с этим на суточный ход радиации оказывает влияние прозрачность атмосферы, что заметно проявляется в условиях ясного неба, особенно в летнее время на континентальных станциях. В летнее время в первую половину дня атмосфера более прозрачна, чем во вторую, что связано с увеличением во вторую половину дня запыленности атмосферы вследствие сильно развитой конвекции и абсолютной влажности. Поэтому изменение радиации в течение дня несимметрично относительно полудня. Интенсивность радиации и часовые суммы в летние месяцы в утренние часы больше на 5—9 %, чем в соответствующие по высоте Солнца вечерние часы [61].

Средние из максимальных значений прямой солнечной радиации, поступающей на перпендикулярную поверхность, при ясном небе колеблются в рассматриваемом регионе от 50,2 до 98,8 кДж/(м²·мин). Эти значения радиации характерны для весенних месяцев, когда сочетаются высокая прозрачность атмосферы и большие высоты Солнца, а также для лета при наиболее высоком стоянии Солнца. В декабре отмечаются минимальные значения прямой радиации в соответствии с малой высотой Солнца: в полдень они изменяются с севера на юг от 48,1 (Никитский сад) до 51,9 кДж/(м²·мин) (Сочи).

В суточном ходе суммарной радиации при ясном небе асимметрия относительно полудня, как правило, не проявляется, так как в известной мере происходит компенсация за счет рассеянной радиации: максимальная интенсивность суммарной солнечной радиации для средней прозрачности атмосферы, наблюдаемая в полуденные часы, в июле возрастает с севера на юг от 8,8 в Одессе до 57,4 кДж/(м²××мин) в Сухуми. Доля рассеянной радиации в суммарной при ясном небе невелика и составляет в полуденные часы летом 12—15 %, зимой 20—25 %. На радиационный баланс летом в этих условиях приходится 60—70 % суммарной радиации, что составляет в абсолютных значениях 29,3—37,7 кДж/(м²·мин) (для водной поверхности). Эти значения являются максимальными для средней месячной интенсивности баланса в рассматриваемом регионе. Интенсивность радиационного баланса ночью при ясном небе, т. е. в условиях наиболее благоприятных для излучения (выхолаживания), составляет зимой —2,5... —2,9 кДж/(м²·мин) повсеместно и несколько ниже летом —3,3... —3,8 кДж/(м²·мин), что находится в соответствии с более высокой температурой деятельной поверхности в летние месяцы.

Облачность понижает интенсивность прямой, суммарной радиации и радиационного баланса и увеличивает рассеянную радиацию. Максимальная интенсивность прямой радиации, поступающей на перпендикулярную поверхность при средних условиях облачности, наблюдается в июне — августе, изменяясь с севера на юг от 37,7 до 40,2 кДж/(м²××мин). Максимальные значения прямой радиации летом отмечаются не в полдень, а в дополуденные часы, что связано с развитием к полудню конвективной облачности.

Максимальные значения прямой радиации колеблются с севера на юг от 27,2 до 33,4 кДж/(м²××мин), причем наибольшие значения наблюдаются на южном побережье Черного моря.

Доля прямой радиации в интенсивности суммарной радиации днем составляет более половины с марта по октябрь.

Максимальная интенсивность суммарной радиации наблюдается в июне — июле и изменяется в среднем с севера на юг от 43,5 до 47,7 кДж/(м²××мин). В отдельные дни, при определенных условиях облачности, не закрывающей солнечного диска, суммарная радиация может достигать 61,1—65,3 кДж/(м²·мин).

Радиационный баланс при облачности уменьшен по сравнению с ясным небом, но в меньшей степени, чем прямая и суммарная радиация, т. е. облачность уменьшает и расходную часть радиационного баланса — эффективное излучение, и отраженную радиацию.

Относительная величина радиационного баланса по сравнению с общим приходом (суммарной радиацией) колеблется по всему побережью в теплый период (с апреля по октябрь) от 56 до 72 % (табл. 1.11).

Максимальная интенсивность радиационного баланса, так же как и суммарной радиации, наблюдается в среднем в июне — июле и изменяется с севера на юг от 22,2—30,6 (Одесса, Карадаг) до 32,2—33,0 кДж/(м²·мин) (Сочи, Сухуми).

Ночной радиационный баланс при средних условиях облачности выше, чем баланс при ясном небе вследствие уменьшения эффективного излучения. В среднем зимой с севера на юг он изменяется от —2,5... —3,3 до —8,4... —2,1 кДж/(м²·мин), а в теплую часть года — от 1,7 до —3,3 кДж/(м²·мин).

Радиационные условия всей акватории Черного моря и отдельных районов, полученные расчетным путем, подробно рассмотрены в соответствующей главе «Тепловой баланс поверхности моря».

Таблица 1.11

Отношение интенсивности радиационного баланса к суммарной радиации в срок 12 ч 30 мин, %

Станция	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Одесса	63	65	64	64	65	62	61
Никитский сад	67	69	68	64	60	57	56
Карадаг	62	64	64	60	61	57	62
Сочи	61	62	69	68	64	63	57
Сухуми	66	61	68	68	66	64	59

1.2. ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ УСЛОВИЯ

Циркуляция атмосферы главный фактор обмена воздушных масс над Черным морем. Ее роль велика в увлажнении различных районов моря, она усложняет простую, на первый взгляд, схему широтных изменений климата над морем. На одной и той же широте, в силу циркуляционных различий, на западных и восточных берегах моря наблюдаются совершенно различные климатические условия: сухое лето на западных и северо-западных берегах и дождливое лето на востоке; теплая зима на юго-востоке и прохладная — на северо-западе. Общее представление о циркуляционных условиях над Черным морем дают карты распределения атмосферного давления и ветра [68]. В результате проведенной типизации синоптических процессов выделено семь основных типов синоптических процессов, определяющих режим циркуляции воздушных масс над Черным морем. Они соответствуют основным направлениям ветровых потоков над морем: северо-восточному, восточному, юго-восточному, южному и юго-западному (объединенным в один тип), западному, северо-западному и северному. Особо выделен восьмой циклонический тип, при котором ветер над Черным морем носит циклонический характер и меняет направленне от восточных румбов над северной половиной моря до западных румбов над югом моря. Определенной барической ситуации над морем соответствует определенное поле ветра.

Поля ветра северо-восточного типа формируются на юго-восточной периферии обширного антициклона, центр которого, как правило, располагается над западными районами европейской части СССР. Один из отрогов антициклона распространяется на Балканский полуостров. В юго-восточной части Черного моря при этом развивается циклоническая деятельность или наблюдается пониженное давление. Этот тип синоптических процессов характеризуется нарушением зонального переноса в нижнем слое тропосферы. При адвекции холодных воздушных масс с севера происходит активизация циклонической деятельности с выходом отдельных циклонов на юго-восток Черного моря. Здесь они в основном заполняются и прохождение их по морю сопровождается сильными восточными и северо-восточными ветрами. Зона с наиболее сильными ветрами возникает на северо-востоке моря, а также у западного берега Крыма, в районе Евпатории, и несколько южнее. К наиболее спокойным районам моря при этом типе процессов относится юго-восток моря, где преобладают ветры любых направлений от слабых до умеренных.

Летом северо-восточные ветры наблюдаются сравнительно редко, особенно с июня по июль. В наибольшей мере это относится к сильным ветрам. Так, северо-восточных ветров со скоростью 15—20 м/с не бывает с июля по август, а северо-восточных ветров со скоростью более 20 м/с не бывает уже с апреля по сентябрь.

Наиболее устойчивы во времени очень сильные ветры (>15 м/с) северо-восточного направления, которые непрерывно продолжаются в среднем 22 ч, а в марте и декабре могут наблюдаться по 2 сут подряд. Однако в отдельных случаях умеренные ветры этого направления бывают намного устойчивее сильных, особенно в марте, августе, октябре, ноябре, когда они могут продолжаться 3, а в августе 4 сут подряд.

Синоптические процессы восточного типа отличаются тем, что центр антициклона располагается, как правило, над центральными районами европейской части СССР. Над Средиземным морем и Турцией развивается циклоническая деятельность. При смещении средиземноморских циклонов на юг Черного моря усиливается восточный ветер над всем морем. Особенно сильные восточные ветры наблюдаются при смещении антициклона и циклона навстречу друг другу. Этот тип синоптических процессов, как и северо-восточный, характеризуется нарушением зонального переноса воздушных масс в нижних слоях топосферы. При данном типе синоптических процессов создаются две зоны с наиболее сильными ветрами: на северо-востоке моря и у западных берегов Крыма (в районе Евпатории и несколько южнее). Зона сильных ветров на северо-востоке моря опускается к юго-западу, захватывая большую территорию, чем при северо-восточном типе. Она создается вследствие конвергенции воздушных потоков с северо-востока и с юго-востока.

Восточные ветры наблюдаются во все сезоны с преобладанием с октября по декабрь, но почти не бывают в июле (2 раза за 10 лет). Продолжаются они в среднем по 15—20 ч, наиболее устойчивы в холодное время года, когда наблюдаются 1,5—2 сут подряд.

При юго-восточном типе синоптических процессов антициклон занимает восточные районы европейской части СССР и Казахстан. Отрог его распространяется на западный район европейской части СССР. Балканский полуостров и Средиземное море при этом заняты депрессией. При смещении средиземноморских циклонов на юго-запад Черного моря усиливается юго-восточный ветер.

При данном типе синоптических процессов над морем преобладает ветровой поток, переходящий часто в восточный на северо-западе моря и в южный — на юго-западе. Юго-восточные ветры имеют относительно небольшую повторяемость. Возникают они во все сезоны с преобладанием в холодное время года. В теплое время года они часто отсутствуют по 5—6 мес подряд.

Сильные юго-восточные ветры возникают в основном в холодное время года. Их скорость редко превышает 15 м/с. При таких штормах наибольшая скорость ветра часто наблюдается на северо-западе моря и у южной оконечности Крыма, где вследствие влияния гор создается конвергенция воздушных потоков. Юго-восточные ветры продолжаются в среднем по 14—18 ч, но наиболее продолжительными (1,5—2 сут) бывают в холодное время года.

Резко отличаются от описанных синоптические процессы юго-западного, западного и северо-западного типов, характеризующиеся развитием циклонической деятельности над одним из районов европейской части СССР.

При юго-западном типе развития циклонической деятельности ложбина с Балтийского моря направлена на Балканы. При развитии в этой ложбине вблизи Черного моря частных циклонов возникают сильные южные и юго-западные ветры. Наибольшая скорость ветра наблюдается у западных берегов Крыма и на северо-востоке моря. Очень сильные ветры (> 15 м/с) наблюдаются в основном

1 раз в год в период с ноября по апрель и возникают чаще всего над центральной полосой моря, ориентированной с юго-запада на северо-восток. Время непрерывного действия ветрового потока данного типа составляет в среднем 10—13 ч. Особенно небольшой продолжительностью отличаются очень сильные ветры (>15 м/с) в теплое время года. Юго-западный шторм со скоростью ветра более 15 м/с наблюдается всего лишь 1 раз в 10 лет.

На южной периферии депрессии, занимающей европейскую часть СССР, формируются поля ветра западного типа. Циклоническая деятельность развивается при этом типе процессов над центральными районами европейской части СССР. Наиболее сильные ветры над Черным морем возникают при прохождении глубоких скандинавских циклонов на юг Украины или в тылу средиземноморских циклонов.

При данном типе синоптических процессов на Черном море наблюдается перенос воздушных масс в широтном направлении с запада на восток с некоторыми отклонениями к северо-западу на северо-западе моря и к юго-западу на северо-востоке моря. Такие отклонения связаны с опусканием ложбин циклона на юг моря. Скорость ветра, как правило, возрастает с юга на север, вследствие чего сильные ветры возникают чаще всего над северной половиной моря. Они возможны во все сезоны. Наибольшая их повторяемость имеет место в январе и феврале, а наименьшая — в августе и сентябре. Ветры скоростью более 15 м/с при западном типе синоптических процессов наблюдаются не ежегодно и отличаются меньшей устойчивостью во времени — их продолжительность не более 12—17 ч подряд, в то время как умеренные ветры иногда сохраняются непрерывно по 38—42 ч.

При северо-западном типе синоптических процессов циклоническая деятельность наблюдается на юго-востоке европейской части СССР. При этом над Западной Европой располагается антициклон с отрогом на Балканский полуостров. Особенно сильные северо-западные ветры над Черным морем возникают в тылу глубоких циклонов, смещающихся со Скандинавского полуострова на юго-восток европейской части СССР через юг Украины. Синоптические процессы при этом очень активны: развитие циклонов происходит над фронтальной зоной, проходящей через юг Скандинавского полуострова на европейскую часть СССР и далее на Западный Казахстан, с контрастами температуры воздуха более 20 дам на 1000 км.

Северо-западные ветры наблюдаются во все сезоны, при этом в годовом ходе выявлено три периода с частой повторяемостью (табл. 1.12): первый максимум — с января по март (в среднем по 3—4 раза в месяц); второй максимум приходится на июль и третий — на октябрь и ноябрь (в среднем по 3 раза в месяц). Сильные ветры (>10 м/с) при данном типе синоптических процессов наблюдаются ежегодно в среднем по 6 раз над северо-восточной половиной моря и по 2 раза над его восточной половиной. Ветры скоростью более 15 м/с наблюдаются не ежегодно и только с ноября по март. Действия северо-западных ветров различной силы по продолжительности в среднем близки между собой и составляют 10—11 ч. Наиболее устойчивы во времени ветры умеренной силы.

Северный тип синоптических процессов характеризуется обширным антициклоном, занимающим Западную Европу и Скандинавский полуостров при развитии циклонической деятельности над Кавказом, Каспийским морем, реже — над востоком Черного моря. Наиболее сильные северные ветры над Черным морем наблюдаются при быстром вторжении с Балкан антициклона или его отрога. В этих случаях на западе Черного моря отмечается интенсивный рост давления (более 3—5 гПа за 3 ч).

Северные ветры возникают во все сезоны, в среднем они бывают по 2—4 раза в месяц в теплое время года и по 4—6 раз в месяц в холодное время года. Выделяются три максимума (в марте, июле, октябре) и два минимума (в июле и особенно в сентябре). В отдельные годы суммарная повторяемость северного потока воздуха возрастает до 9—13 раз в холодные месяцы и до 4—7 раз в месяцы теплого полугодия.

Циклонический тип синоптических процессов возникает при смещении циклонов, чаще всего средиземноморских, на центральную часть Черного моря. Над европейской частью СССР в этих случаях располагается антициклон. Поэтому наиболее сильные ветры наблюдаются над северной половиной моря.

Воздушный поток циклонического типа характеризуется ветрами восточных направлений на севере моря, сменяющимися на юго-западе моря ветрами западных направлений. Они возникают в основном

Таблица 1.12

Повторяемость типов синоптических процессов (1971-1980), %

Тип поля ветра	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Северо-восточный	18	13	16	11	8	7	5	12	18	15	11	17	13
Восточный	8	17	6	6	4	3	0,4	3	4	10	13	8	6
Юго-восточный	4	6	3	3	1	1	0,4	0	2	2	5	7	3
Юго-западный	15	20	16	12	9	9	2	2	5	9	14	15	11
Западный	6	8	3	4	3	6	4	3	2	3	4	4	4
Северо-западный	4	5	6	2	1	2	5	3	3	5	4	2	3
Северный	10	12	11	7	5	5	10	7	6	8	7	8	8
Суммарная повторяемость типов	65	71	61	45	31	33	27	30	40	52	58	61	48
Малоградиентные барические поля	35	29	39	55	69	67	73	70	60	48	42	39	52

Примечание. Южные ветры включены в юго-западный тип.

Таблица 1.13

Повторяемость воздушных масс на Черном море, сут [28]

Воздушная масса	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год	
													сут	%
Континентальная полярная	19,8	14,2	21,9	17,8	18,6	12,0	6,2	10,0	14,5	15,0	15,2	19,8	185,0	51
Морская полярная	4,6	5,7	2,1	3,8	1,3	6,0	6,7	7,2	3,7	4,1	4,0	4,6	53,8	15
Тропическая	2,7	3,3	3,1	5,0	8,8	10,3	17,5	12,1	4,8	6,5	6,1	0,4	82,6	22
Арктическая	3,9	4,8	3,9	3,4	2,3	1,7	0,6	1,7	7,0	5,4	4,7	4,2	43,6	12

при смещении средиземноморских циклонов на центральную часть моря.

С господствующими воздушными потоками над Черным морем, обусловленными типами синоптических процессов, поступают различные воздушные массы: континентальные полярные и морские полярные, тропические и арктические [28, 48, 66]. Наиболее часто над морем находится континентальный полярный воздух (табл. 1.13), повторяемость которого в среднем за год доходит до 185 сут (51 %). Второе место по частоте вхождений занимает тропический воздух, на долю которого приходится около 87 сут (22 %). Реже всего поступает арктический воздух, в среднем за год он наблюдается в течение 43 сут, что составляет всего 12 %.

Зимой континентальный полярный воздух вторгается на Черное море с холодными, сильными, доходящими до штормов, северо-восточными ветрами. Этот воздух сух и сильно охлажден. Его вхождения на относительно теплое море вызывают резкое похолодание (температура воздуха понижается до 0 °С), охватывающее большую область, и частые в зимнее время обильные осадки. Эти процессы достигают максимума в январе — феврале. Западная половина моря под влиянием северо-восточных ветров сильно выхолаживается, а восточная половина моря, защищенная от действия этих ветров горами Кавказа, остается теплой. В теплое время года континентальный полярный воздух соответствует переходной стадии при трансформации арктического и морского полярного воздуха в тропический воздух и не имеет существенного значения в погодных явлениях Черного моря.

Морской полярный воздух входит на Черное море с Атлантического океана. Его повторяемость из года в год колеблется в очень больших пределах. В отдельные годы он находится над морем 25—30 сут, в другие — до 70 сут и более. Вхождение морского полярного воздуха сопряжено с циклонической деятельностью. Он обладает большой неустойчивостью, проявляющейся в конвективной облачности и шквальных осадках. Летом при его вторжении температура воздуха хотя и понижается, но незначительно; зимой падает до 0 °С.

Морской тропический воздух чаще всего входит на Черное море с очень сильными юго-западными потоками со Средиземного моря. При коротких циклонических вхождениях он обычно сопровождается неустойчивой погодой с сильными юго-западными и западными ветрами. Летом его температура несколько выше приходящего с нагретой суши континентального полярного воздуха; зимой он вызывает значительное потепление.

Континентальный тропический воздух очень сухой. Его вхождения на Черное море редки и кратковременны, он сохраняется 2—4 сут. Поступает с северо-восточными ветрами, создает явления суховея.

Арктический воздух наблюдается над Черным морем сравнительно редко, в среднем около 40 сут в году и в зависимости от района формирования разделяется на морской и континентальный. Повторяемость их в течение года почти одинакова, но в соответствии с особенностями циркуляции над Черным морем распределение по сезонам различно. В теплую половину года преобладает морской арктический воздух, в холодную — континентальный арктический воздух. Зимой вхождение морского арктического воздуха сопровождается шквальным снегом, а температура воздуха понижается до 0 °С и ниже (иногда до —10 °С). Континентальный арктический воздух сух, обладает значительной прозрачностью. Зимой при его вхождении температура воздуха падает ниже нуля, а при сильно развитой адвекции даже до —20 °С. В теплую половину года понижение температуры также значительно, но не имеет столь резкого характера как зимой. В зимние месяцы при сильных северо-восточных ветрах он вызывает жесткие штормы, слоистую облачность, парение моря, в теплую половину года при его вхождении преобладает безоблачное небо.

Таким образом, наиболее частые резкие похолодания на Черном море наблюдаются при установлении северного, северо-восточного и северо-западного, а потепления — при установлении юго-восточного и юго-западного типов синоптических процессов. При этом если продолжительность действия северного или северо-восточного типов составляет в месяц более 23 %, а юго-западного не больше 12 %, то средняя месячная температура воздуха этого месяца может быть ниже нормы не меньше чем на 3 °С. И, наоборот, если продолжительность действия юго-восточного или юго-западного типов синоптических процессов составляет в месяц более 22 %, а северо-восточного — менее 14 %, средняя месячная температура данного месяца может превысить норму не меньше, чем на 2—3 °С.

1.3. ПОДСТИЛАЮЩАЯ ПОВЕРХНОСТЬ И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ КЛИМАТА

Подстилающая поверхность оказывает большое влияние на все составляющие радиационного и теплового балансов. Не менее велика ее роль и в общей циркуляции атмосферы и прежде всего в формировании и трансформации географических типов воздушных масс. В описываемом регионе наиболее существенное и весьма различное влияние на

Таблица 1.14

Проникновение солнечной радиации в воду при вертикальном падении лучей, % [27]

Толщина слоя	Поверхность	0,1 мм	1 мм	1 см	10 см	1 м	10 м
Проникновение солнечной радиации .	100	95	95	73	55	35	18

климат оказывают два основных вида подстилающей поверхности — вода и суша. Под воздействием водной поверхности Черного моря и прилежащей суши создаются два различных типа климата: морской (южное побережье Крыма, побережье Кавказа) и умеренно-континентальный (северо-западное побережье). Вместе с тем как водная поверхность Черного моря, так и поверхность прилежащей суши сами по себе не однородны. В море есть различия глубин, течения, на поверхности прилежащей суши имеет место разнообразие форм рельефа, почв, растительности и т. д. В соответствии с этим как водная поверхность, так и суша оказывают здесь различное влияние на климат. Наиболее существенное влияние на метеорологический режим оказывают течения, снежный и ледяной покров, особенности строения рельефа и растительности суши.

Различное влияние термического режима водной поверхности Черного моря и прилежащей суши обусловлено прежде всего различием теплопроводности воды и почвы. Объемная теплоемкость почвы в среднем равна 2,1—2,5 МДж/(м³·°С), что в 2—3 раза меньше соответствующей теплоемкости морской воды. Отсюда следует, что для повышения температуры почвы на 1 °С потребуется меньшее количество тепла, чем для воды. Наоборот, при охлаждении на 1 °С водная масса должна потерять тепла в 2—3 раза больше, чем почва. На суше тепло распространяется в более глубокие слои медленно, главным образом путем молекулярной теплопроводности. В водной толще моря, особенно в верхнем 100-метровом слое, теплообмен осуществляется более эффектно конвективно-турбулентными процессами, благодаря которым массы воды, а вместе с ней и тепло быстро перераспределяются по вертикали. Участие больших масс воды в этом процессе приводит к тому, что как нагревание, так и охлаждение поверхностного слоя воды Черного моря под влиянием притока тепла или его отдачи происходит медленнее по сравнению с прилежащей сушей.

По данным различных авторов [3, 17, 28] и по расчетам СО ГОИНа тепловой баланс Черного моря в среднем уравновешен, т. е. приход тепла приблизительно равен расходу. При этом северная часть моря в целом за год отдает больше тепла, а южная — получает. С марта по август море получает тепло, а с сентября по февраль — март отдает. При этом межгодовые колебания в основном определяются изменениями элементов расходной части баланса, зависящими от колебаний гидрометеорологических условий.

Некоторое значение в термическом режиме Черного моря в сравнении с прилежащей сушей имеет и более глубокое проникновение коротковолновой солнечной радиации в воду. На суше коротковолновая радиация поглощается верхним слоем толщиной в доли миллиметра (исключение составляют снег и лед). В море коротковолновая радиация проникает до глубины порядка 10—100 м, однако с глубиной она быстро уменьшается (табл. 1.14) [1, 27]. Поэтому непрерывно действующие факторы прихода-расхода длинноволновой радиации, турбулентность и влаго- и теплообмен между подстилающей поверхностью и атмосферой, а также обмен с глубинными массами воды играют значительно бо́льшую роль в формировании температурного режима поверхностных вод моря.

Благодаря большой теплопроводности и теплоемкости почти вся поглощенная водой солнечная радиация идет на ее нагревание и только незначительная ее доля (около 0,4 %) расходуется на нагревание воздуха над водой. В этом отношении морская вода как подвижная среда сильно отличается от суши: песчаная почва отдает в воздух около 37 % поглощенного ею солнечного тепла, песок — 49 %, а снег — даже 84 %, т. е. в отличие от суши вода почти полностью и на продолжительное время аккумулирует тепло поглощенной радиации.

Следовательно, большие размеры Черного моря, а также физические свойства его водной массы делают его важнейшим приемником и аккумулятором солнечной энергии в регионе. Именно поэтому радиационный баланс на море больше, чем на суше. Разница между ними обусловлена главным образом различиями в поглощенной радиации.

Контраст радиационного баланса, а также других составляющих теплового баланса поверхности моря и суши имеет большое погодно-климатообразующее значение, в частности, в развитии бризовой циркуляции.

Различие составляющих теплового баланса на море и суше определяет процесс трансформации воздушных масс над соответствующими поверхностями. Над Черным морем воздушные массы преимущественно увлажняются, о чем свидетельствуют большие затраты тепла на испарение. Над прилежащей к морю сушей воздушные массы, наоборот, главным образом теряют влагу и в зависимости от знака и величины турбулентного потока тепла в различные сезоны года прогреваются или охлаждаются.

Наконец, водная поверхность отличается небольшой шероховатостью по сравнению с поверхностью суши. Это вызывает большие скорости ветра над морем. Однако шероховатость водной поверхности увеличивается вместе с увеличением скорости ветра, что усиливает влияние моря на физические свойства (температуру, влажность и др.) протекающей над ним воздушной массы.

2. ВЕТЕР

Ветровой режим Черного моря за длинный ряд лет освещается во многих климатических пособиях [33, 34, 35, 44]. Средняя скорость ветра, вероятность ветра различной скорости и направления, рассчитанные за 1891—1940 гг., представлены в работах [30, 31] по отдельным станциям. В работах,

изданных позднее [63], режимные характеристики ветра по станциям рассчитаны за 1936—1960 гг.

Наиболее исчерпывающе ветровой режим изложен в работе [66], в котором даны средние многолетние характеристики ветра по береговым гидрометеорологическим станциям за 1936—1965 гг. и по квадратам открытого моря по судовым данным за 1880—1965 гг., определенные принятыми в климатологии методами осреднения и подсчета повторяемостей и вероятностей, построены карты распределения средней скорости ветра над Черным морем.

При исследовании ветрового режима в данной работе учтены ранее полученные выводы о режиме ветра из уже опубликованных работ. Для уточнения средних многолетних характеристик по станциям использован ряд наблюдений за ветром над Черным морем за 1972—1985 гг., накопленный на технических носителях в СО ГОИНа.

2.1. НАПРАВЛЕНИЕ ВЕТРА

Основные направления ветров над Черным морем определяются распределением атмосферного давления в различное время года [44]. В холодную половину года соответственно преобладающему влиянию континентального полярного воздуха и размещению над Средиземным и Черным морями циклонической области Черное море находится под воздействием северо-восточных, северных и северо-западных ветров, захватывающих главным образом западную половину моря. Эти ветры особенно сильно развиты в окраинных частях моря и заметно ослабевают вдали от берега. В юго-восточной части моря, вследствие образования над Армянским нагорьем области высокого давления и распространения отрогов сибирского максимума на Каспийское море, преобладают восточные ветры.

Летом преобладающее влияние азорского максимума вызывает северо-западные, западные и юго-западные ветры, также главным образом захватывающие западную часть.

Ветровой режим побережья отличается значительно большим разнообразием, чем ветровой режим открытого моря, так как на многих участках побережья преобладающие направления ветров искажаются рельефом прилегающей суши, особенно в гористых районах [66].

В табл. 2.1 приведена повторяемость ветров различных направлений на станциях Одесса, Ялта, Батуми. Данные табл. 2.1 хорошо согласуются с результатами опубликованных исследований [66].

На северо-западном побережье моря зимой преобладают северо-восточные ветры, часто наблюдаются северо-западные, северные, восточные. Весной увеличивается число случаев с ветром юго-восточных направлений, к осени их повторяемость уменьшается и к зиме становится минимальной. Летом наибольшую повторяемость имеют ветры северо-западного направления, наименьшую — восточного, юго-восточного.

На юго-западном побережье Крыма с августа по февраль — март преобладают ветры северо-восточных, северных направлений. В марте резко увеличивается повторяемость южного ветра, в апреле — июне она является преобладающей. В июне — августе увеличивается повторяемость северо-западных ветров, в июле она достигает максимума и убывает к октябрю. Зимой наименьшую повторяемость имеют западные ветры, в остальную часть года — восточные ветры.

На северном побережье Кавказа наибольшую повторяемость в течение всего года имеют ветры северо-восточных направлений. Редко повторяются северные, западные, северо-западные ветры.

На юго-восточном побережье Черного моря наиболее повторяющимися являются юго-западные, западные ветры, редко наблюдаются зимой северо-западные, северные, летом — юго-восточные ветры.

Таблица 2.1

Повторяемость ветра различной скорости по направлениям, %

Скорость ветра, м/с	Штиль	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Сумма
					Одесса					
0	4,5									
1		0,5	0,4	0,4	0,9	0,6	0,4	0,6	0,9	4,7
2—5		4,2	3,4	2,8	7,9	5,3	4,3	6,2	8,8	42,9
6—10		5,8	5,7	3,5	7,1	5,6	2,5	3,7	8,9	42,9
11—15		0,7	0,9	0,6	0,4	0,3	0,1	0,2	1,2	4,3
>15		0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,6
					Ялта					
0	6,6									
1		4,3	2,2	3,9	2,9	3,0	2,5	7,1	7,7	33,5
2—5		7,2	3,7	7,4	4,1	4,5	3,4	7,2	10,1	47,8
6—10		0,8	1,2	3,8	0,6	1,3	0,9	0,5	1,8	11,0
11—15		0,0	0,1	0,5	0,1	0,0	0,1	0,0	0,2	1,1
>15		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
					Батуми					
0	16,6									
1		3,6	3,2	5,9	9,4	8,5	5,9	4,3	2,9	43,7
2—5		4,4	3,0	1,7	3,2	3,3	9,4	8,7	2,9	36,6
6—10		0,1	0,2	0,0	0,4	0,1	1,4	0,5	0,1	3,0
11—15		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1
>15		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5

Над акваторией открытого моря почти в течение всего года (с июля по апрель) наибольшую повторяемость имеют северо-восточные, северо-западные, восточные или юго-восточные ветры [66]. Область наибольшей повторяемости северо-восточных и северо-западных ветров охватывает север моря и его западную половину. Восточные и юго-восточные ветры характерны для юго-востока и юга моря. Заметно иным становится режим ветра лишь в мае и июне: в мае не наблюдается четко выраженного преобладания какого-либо определенного направления ветра, в июне преобладающими становятся юго-западные ветры.

2.2. СКОРОСТЬ ВЕТРА

Средние месячные и годовые скорости ветра по основным гидрометеорологическим станциям побережья, рассчитанные за 1971—1980 гг., приведены в табл. 2.2. Средние скорости ветра за указанное 10-летие ниже по всему побережью значений скорости ветра за 1936—1965 гг. [66]. Скорость ветра, рассчитанная за 1972—1985 гг. (табл. 2.3), оказалась более низкой, чем в работе [66], но ближе по значению, чем за 1971—1980 гг.

Данные по открытому морю представлены на картах распределения средней скорости ветра (рис. 2.1).

В течение всего года наибольшими скоростями ветра отличается западная часть моря. Средние скорости ветра, наблюдаемые в открытом море, больше, чем на побережье. В холодное время года скорости ветра больше, чем в теплое, и в море и на побережье.

В холодное полугодие в западной половине моря средняя скорость ветра достигает 7—8 м/с, а в отдельных районах превышает 8 м/с. На побережье она не превышает 7 м/с.

На востоке в открытом море средняя скорость ветра в южных районах составляет 5—6 м/с, в северных 6—7 м/с, а на побережье изменяется от 2 м/с в южных районах до 6 м/с в северных.

В теплое полугодие, как и в холодное, скорости ветра увеличиваются с востока на запад. Однако различия между отдельными районами открытого моря и между морем и побережьем оказываются в это время года меньшими.

Наименьшими в течение года скоростями отличаются Южный берег Крыма (ЮБК), юго-восточное побережье моря и прилегающие районы моря.

Годовой ход скорости ветра отчетливо выявляется как на побережье, так и в открытом море. Наибольшие скорости ветра наблюдаются в холодный период года, наименьшие — в мае — июле. Изменчивость средней скорости ветра сравнительно велика лишь над открытым морем. На большей части побережья разница между наибольшими и наименьшими средними скоростями ветра составляет 0,5—2,0 м/с.

О колебаниях средней скорости ветра от года к году позволяют судить рассчитанные по береговым гидрометеорологическим станциям средние квадратические отклонения (СКО). В зимние месяцы, когда межгодовая изменчивость наиболее велика, СКО составляют 1—2 м/с, летом они снижаются до 0,5—0,9 м/с. СКО средней скорости за год составляют 0,3—0,9 м/с [66]. Межгодовая изменчивость скорости ветра в открытом море подробно представлена в разделе «Волнение».

Распределение ветра по градациям скорости свидетельствует о наиболее характерном для береговых гидрометеорологических станций режиме слабых ветров. На большей части побережья в течение года преобладают ветра слабее 5 м/с. Значительную повторяемость, но меньшую, чем градация скорости ветра 1—4 м/с, имеет градация скорости ветра 5—6 м/с. В летние месяцы повторяемость ско-

Таблица 2.2

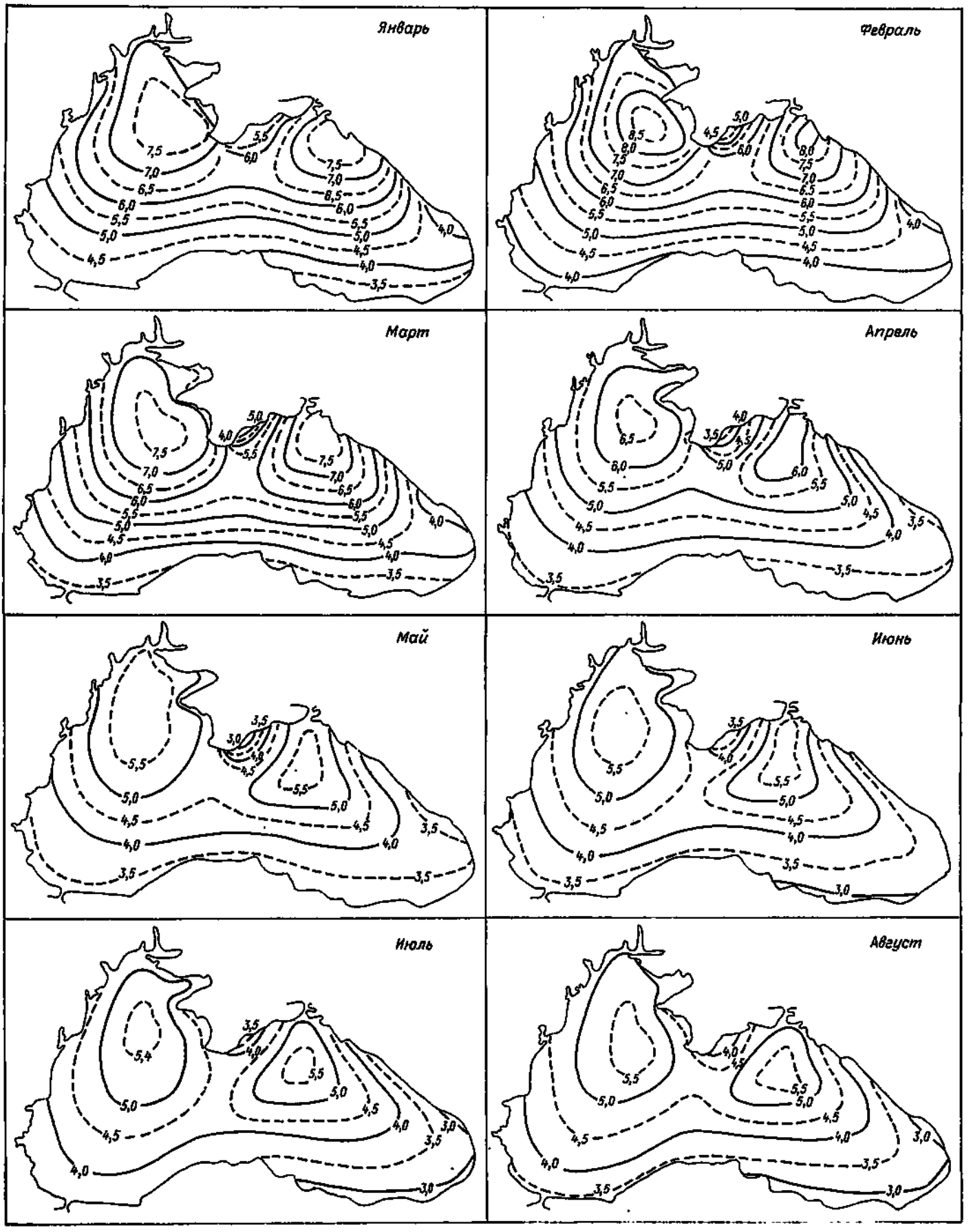
Средняя скорость ветра (1971—1980), м/с

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Одесса, порт	4,8	4,6	4,2	3,7	3,6	3,3	3,4	3,6	3,6	4,2	4,4	4,3	4,0
Черноморское	5,3	5,5	5,0	3,9	3,5	3,5	3,5	3,8	3,8	4,4	4,6	4,9	4,3
Херсонесский маяк	6,8	6,6	6,0	5,4	4,5	4,6	4,6	5,1	5,4	6,1	6,5	7,1	5,7
Феодосия	4,3	4,6	4,1	4,0	3,4	3,6	3,6	4,0	3,7	4,0	4,3	4,6	4,0
Новороссийск	7,3	6,7	5,9	4,1	3,3	3,7	3,9	4,7	4,5	5,6	5,4	5,8	5,1
Туапсе	5,7	5,2	4,3	3,6	2,8	3,0	3,1	3,3	3,5	4,4	5,2	5,7	4,1
Батуми	1,8	2,4	2,2	2,2	1,9	1,8	1,6	1,4	1,5	1,5	1,6	2,1	1,8
Трабзон	3,5	3,4	3,2	3,3	3,0	3,1	3,0	3,0	3,6	3,3	3,4	3,6	3,3
Синоп	4,6	5,2	4,9	4,6	4,3	4,6	4,4	4,5	4,9	4,6	4,5	5,1	4,7
Зонгулдак	3,6	3,5	3,3	3,1	2,7	2,7	2,8	2,8	3,5	3,2	3,4	3,6	3,2
Варна	5,2	5,0	4,5	3,7	3,1	3,1	3,0	3,3	3,4	3,6	4,1	4,4	3,9
Констанца	6,1	6,1	5,6	4,8	4,4	4,4	4,2	4,3	4,5	5,2	4,9	5,2	5,0
Сулина	8,4	8,6	7,8	6,9	6,7	6,3	6,2	6,5	6,6	7,6	7,7	9,2	7,4

Таблица 2.3

Средняя скорость ветра (1972—1985), м/с

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Одесса	6,2	6,3	5,7	5,4	4,8	4,9	5,0	4,8	5,1	5,7	6,3	6,2	5,5
Ялта	3,0	2,8	2,7	2,3	2,2	2,2	2,3	2,5	2,6	2,5	2,7	2,8	2,6
Батуми	1,8	2,0	1,9	1,9	1,7	1,6	1,4	1,3	1,3	1,3	1,4	1,8	1,6


Январь
Февраль
Март
Апрель
Май
Июнь
Июль
Август

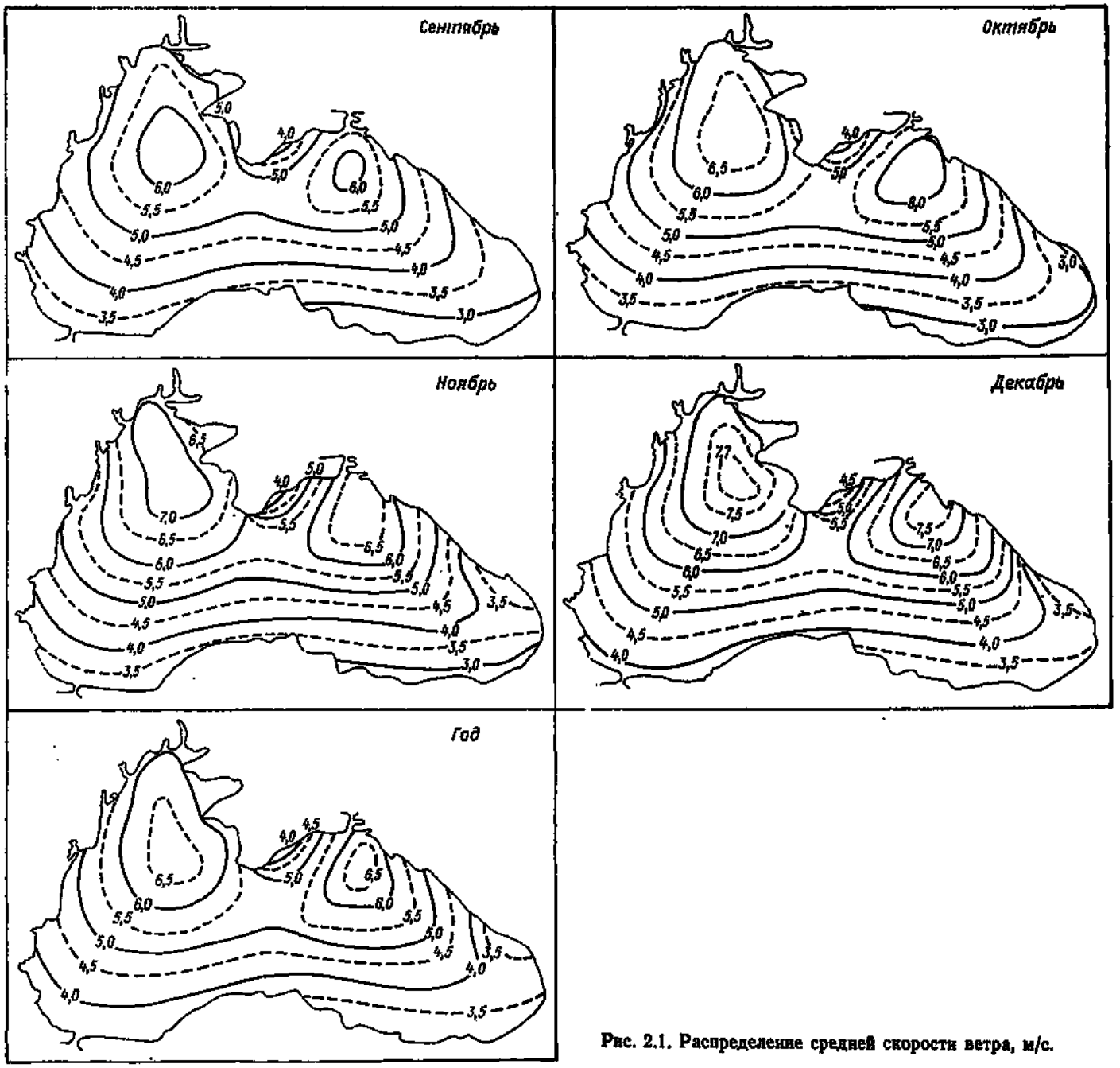


Рис. 2.1. Распределение средней скорости ветра, м/с.

ростей ветра 1—4 м/с достигает 60 %, в зимние месяцы повторяемость этих градаций почти уравнивается и составляет 20—30 %.

Несмотря на преобладание слабых ветров, на побережье Черного моря наблюдается, однако, довольно значительное число дней с сильным ветром (>15 м/с). Больше всего таких дней (34—35 за год) на северо-восточном и северо-западном берегах моря [66]. Наименьшим числом дней с сильным ветром (20—22 сут за год) отличаются районы с небольшими средними скоростями ветра — ЮБК и юго-восточные районы Кавказского побережья. Хотя дни с сильным ветром возможны в любые сезоны, но в теплое полугодие они наблюдаются реже, чем в холодное. В летние месяцы на отдельных гидрометеорологических станциях такие дни бывают вообще не ежегодно.

Максимальные скорости ветра представлены в табл. 2.4. Данные по советским гидрометеорологическим станциям выбраны за период от начала существования станции до 1983 г.

Как правило, наибольшие скорости ветра наблюдаются при ветрах преобладающих направлений, но возможны значительные усиления ветров и других направлений.

В открытом море наибольшая из наблюденных скоростей ветра составила 26 м/с [66]. В связи с эпизодичностью и другими специфическими особенностями судовых наблюдений, более достоверные сведения о максимальных скоростях могут быть получены расчетным путем. Наибольшая скорость ветра для открытой части моря, возможная 1 раз в 100 лет, составляет 40 м/с.

Таблица 2.4

Максимальная скорость ветра, м/с

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Одесса	30	28	40	24	30	24	26	24	26	28	29	28	40
Черноморское	26	28	34	24	24	24	24	28	20	28	30	24	34
Херсонесский маяк	26	28	40	27	24	25	24	34	26	25	30	26	40
Феодосия	25	34	40	26	22	22	24	20	20	28	28	25	40
Новороссийск	45	45	40	38	29	27	30	30	33	40	40	38	45
Туапсе	54	40	35	26	29	28	28	30	26	32	40	40	54
Батуми	28	27	35	35	30	30	22	20	40	29	25	31	40
Трабзон	13	15	15	10	13	10	10	8	10	10	13	13	15
Синоп	15	20	15	13	13	13	20	13	23	15	15	18	23
Зонгулдак	13	10	13	10	10	10	10	13	10	13	10	13	13
Варна	25	20	25	18	23	18	20	18	20	22	20	23	25
Констанца	20	20	20	15	15	20	15	15	15	15	25	18	25
Сулина	25	22	20	20	18	20	22	18	18	20	20	20	25

Примечание. Данные по зарубежным пунктам получены с синоптических карт за 1971—1980 гг.

2.3. БРИЗЫ И МЕСТНЫЕ ВЕТРЫ

Бризы. В теплое время года — с марта по октябрь — направление ветра на побережье характеризуется ясно выраженным суточным ходом, обусловленным, с одной стороны, неодинаковым нагревом суши и поверхности моря (бризовые ветры), с другой стороны, орографическими причинами (горно-долинные ветры, ветры склонов) [66].

Бризы наблюдаются по всему побережью Черного моря [43]. В южных районах моря они возможны в любое время года при максимальной повторяемости летом. На северном побережье моря бризовая погода наблюдается только в период с мая по октябрь.

Наиболее регулярны бризы в районе ЮБК, где за год отмечается в среднем свыше 50 сут с бризовой циркуляцией. В Ялте отмечается до 190 сут в году с бризом, особенно часто они бывают с апреля по октябрь [43]. На Кавказском побережье годовая повторяемость бризов увеличивается в направлении с севера на юг от 18 до 50 сут. Сравнительно редки бризы в районе Поти, так как в сильно заболоченной долине р. Рионн менее резко проявляется температурный контраст между сушей и морем. Направление бризовых ветров в различных районах побережья определяется направлением и конфигурацией береговой черты. На западном берегу моря морской бриз преобладает восточного и юго-восточного, а береговой — северного направления. На участке от Одессы до Крыма морской бриз чаще всего бывает от юго-запада, береговой — от севера и северо-востока. Западное побережье Крыма отличается преобладанием северо-западного морского и северо-восточного берегового бриза, в Черноморском и Стерегущем береговой бриз иногда имеет юго-восточную составляющую. Так как на ЮБК направление бризовых ветров определяется ориентацией не только береговой черты, но и подходящих к берегу речных долин, морской бриз бывает здесь от восточного до южного направления, а береговой — от северо-западного до северного. На черноморском побережье Кавказа преобладающим направлением морского бриза является западное и юго-западное, берегового — северное и северо-восточное. Только в районе Новороссийска морской бриз направлен с юго-востока, а береговой — с северо-запада. Это связано с тем, что довольно обширная Новороссийская бухта вытянута с юго-востока на северо-запад.

Смена морского бриза на береговой происходит вечером, берегового на морской — незадолго до полудня. Береговой бриз прекращается утром, наступает пауза, безветрие. В такие периоды поверхность моря может быть зеркально гладкой. С восходом Солнца развивается прохладный морской бриз, проникающий по долинам в глубь суши обычно не более чем на 2—3 км [43]. Лишь в районах открытого и пологого берега, особенно если вблизи берега нет гор и возвышенностей, морской бриз может проникать в глубь континента на 20—40 км [66].

Благодаря бризу на пляжах летним днем на 2—3 °С прохладнее, чем в прибрежных предгорьях и вдали от моря. После полудня морской бриз начинает ослабевать, к концу дня вновь наступает пауза — переход к ночному бризу, горному ветру с суши в сторону моря. Чем мощнее бриз над сушей, тем больше его горизонтальная протяженность в сторону моря. Летом бриз иногда проникает в сторону моря на расстояние до 30 км [43].

На отдельных участках побережья, там, где горы близко подходят к берегу, в прорезающих их речных долинах на бризовую циркуляцию накладывается горно-долинная. В таких районах суточная периодичность в направлении ветра проявляется особенно резко.

Бора. При переваливании через горы холодного воздуха в зимнее время на подветренных склонах возникает порывистый штормовой ветер — бора.

Наиболее часто бора повторяется в холодную часть года, однако она может возникать и в каждом из летних месяцев. Во время боры наблюдаются резкие колебания метеорологических элементов: давления, температуры и других. Ветер, как правило, порывистый. Особенно резко понижается температура и влажность воздуха. В отдельных случаях до начала боры наблюдаются положительные температуры воздуха, после ее прохождения температура воздуха опускается ниже нуля градусов [16].

Бора наблюдается на участке побережья от Анапы до Туапсе и на ЮБК.

На севере Кавказского побережья бора, имеющая здесь северо-восточное направление, характеризуется большими скоростями ветра (свыше 14 м/с, в отдельных случаях до 40 м/с), с низкой температурой воздуха (до —14... —15 °С) и значительной продолжительностью. В Новороссийске в среднем бывает 46—48 сут в году с борой, из них половина с ветром со скоростью не менее 20 м/с. Чаще всего бора наблюдается здесь с сентября по март с максимумом повторяемости в первом и последнем месяцах этого периода. Продолжительность отдельных случаев боры достигает 1—3 сут, а иногда бора длится в течение целой недели. Скорость ветра во время длительной боры изменяется в больших пределах, т. е. один случай как бы разделяется на несколько периодов.

Район распространения боры вдоль побережья небольшой — южнее Туапсе бора не прослеживается. В глубь моря она не распространяется далее 10 км [5, 19].

На ЮБК бора имеет западное направление и отличается меньшей интенсивностью (скорость ветра редко превышает 25 м/с) и меньшей продолжительностью. Это объясняется тем, что перевалы в Крымских горах, по которым на ЮБК «скатывается» холодный воздух, более низки, чем на Северном Кавказе [19]. Бора на ЮБК — явление относительно редкое. По данным работы [54], за 11 лет (1945—1955) в Ялте отмечено 79 случаев боры, в Кацивели — 49. В периоды боры скорость ветра над горами достигает 40 м/с (м. Ай-Тодор). Продолжается бора недолго, в основном меньше суток. Однако через незначительные промежутки времени она вновь повторяется. Если не учитывать эти перерывы, то продолжительность боры иногда увеличивается до нескольких суток. Ветры во время боры имеют значительную вертикальную составляющую, направленную вниз. Значение этой составляющей на уровне Кацивели составляет 8—10 м/с. Во время боры над горами образуется своеобразная облачность, вытянутая вдоль гор, напоминающая шквалистое облако [16].

Следует иметь в виду, что не всякий северо-восточный ветер на побережье Кавказа или северо-западный на ЮБК является борой. Бора возникает при наличии области высокого давления к северу от Черного моря и области пониженного давления над морем, когда наблюдаются большие контрасты температур подстилающей водной поверхности и поверхности земли.

Фёны. На склонах Кавказских и Крымских гор возникают и порывистые ветры, сопровождающиеся не понижением температуры воздуха, а ее повышением — фёны. Кроме резкого повышения температуры (иногда на 10—15 °С за несколько часов) при фёнах наблюдается скачкообразное уменьшение относительной влажности воздуха, которая может в исключительных случаях снижаться до 5—10 %. Наиболее часто фёны наблюдаются в холодное время года. Продолжаются они от нескольких часов до нескольких дней [30].

2.4. ТИПОВЫЕ ПОЛЯ ВЕТРА

На основе анализа 10-летнего ряда синоптических ситуаций по методике [45] проведена типизация и расчеты полей ветра по отдельным районам моря, их повторяемости и непрерывной продолжительности [68].

По пяти однородным в синоптическом отношении районам (*1* — северо-западному, *2* — юго-западному, *3* — центральному, *4* — северо-восточному, *5* — юго-восточному) определено девять типов синоптических ситуаций соответственно направлению ветровых потоков: *1* — северо-западный (СЗ), *2* — северный (С), *3* — северо-восточный (СВ), *4* — восточный (В), *5* — юго-восточный (ЮВ), *6* — южный (Ю), *7* — юго-западный (ЮЗ), *8* — западный (З), *9* — циклонический (Ц). Каждый тип имеет разновидности в зависимости от скорости ветра [68].

Анализ полученных материалов показал (рис. 2.2), что наиболее часто в течение года в целом над морем формируется северо-восточный тип поля ветра *3* (СВ). В районе *1* его средняя годовая повторяемость составляет 19 %. Из них на скорость ветра 5—10 м/с приходится 9,5 % случаев со средней продолжительностью времени действия 19 ч. Ветер со скоростью 11—15 м/с имеет повторяемость 3,4 % и среднюю продолжительность 19 ч. Скорость ветра 16—20 м/с встречается в 0,45 % случаев. В период апрель — июль ветры с такой скоростью не наблюдались. Ветры со скоростью 21—25 м/с отмечались только в феврале, их повторяемость 0,29 %.

В районе *2* тип поля ветра *3* (СВ) формируется в 22 % случаев. Наибольшую повторяемость имеет ветер со скоростью 5—10 м/с — 8,6 % средней продолжительности 20 ч. Скорость ветра 11—15 м/с отмечается в среднем в 2,4 % случаев при продолжительности действия 15 ч. Скорости 16—20 м/с отмечены только в осенне-зимний период. Наибольшая их повторяемость в январе — 1,1 %, средняя продолжительность действия 20 и 12 ч соответственно. Поле ветра этого типа со скоростью ветра 16—20 м/с формируется только в осенне-зимний период. Его наибольшая средняя месячная повторяемость 0,53—0,70 % в январе — феврале, а средняя продолжительность действия 15 ч. Разновидность типа *3* (СВ) имеет повторяемость 1,2 % и среднюю продолжительность 14 ч.

В районе *4* тип поля ветра *3* (СВ) имеет среднюю повторяемость 22 %. При скоростях ветра 5—10 и 11—15 м/с его повторяемость соответственно 19 и 20 ч. Скорости ветра 16—20 м/с отмечаются только в период с октября по апрель с наибольшей повторяемостью в зимний период и со средней продолжительностью действия 17 ч. Скорости ветра 21—25 м/с наблюдались только в феврале, в среднем с повторяемостью 1,1 % в месяц.

В районе *5* тип поля ветра *3* (СВ) формируется редко, лишь в 2,6 % случаев.

Над западной и центральной частями моря (районы *1, 2, 3*) также часто (около 13 % случаев) формируются типы полей ветра *1* (СЗ), *2* (С). Над северо-востоком моря (район *4*) в 12 % случаев формируется тип поля ветра *7* (ЮЗ) и в 7—9 % *1* (СЗ), *2* (С). В юго-восточной части моря (район *5*) преобладает циклонический тип поля ветра *9* (Ц).

2.5. СИЛЬНЫЕ ВЕТРЫ

Наиболее полно режим сильных ветров ($\geqslant$10 м/с) освещен в работе [66] по результатам

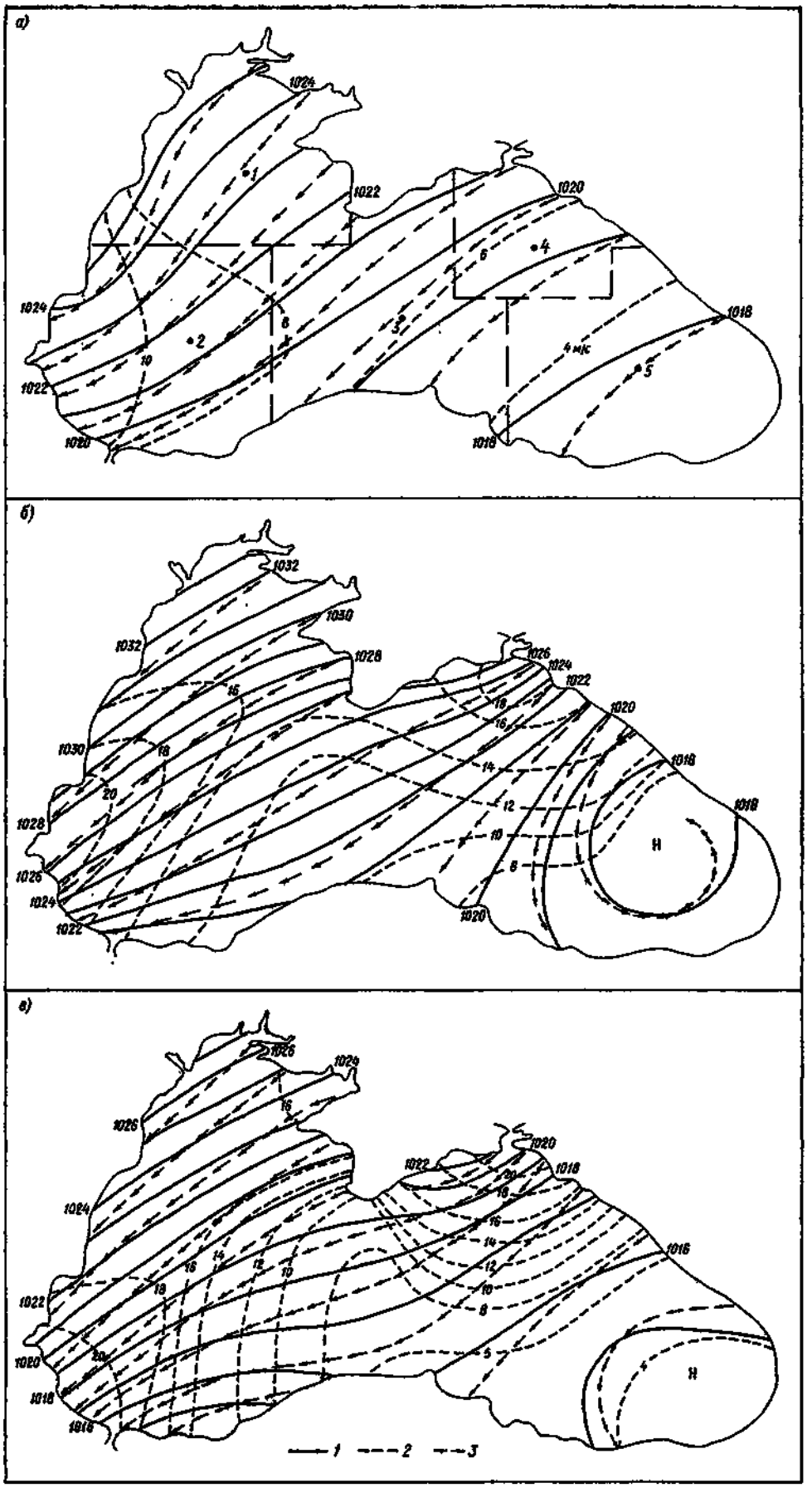
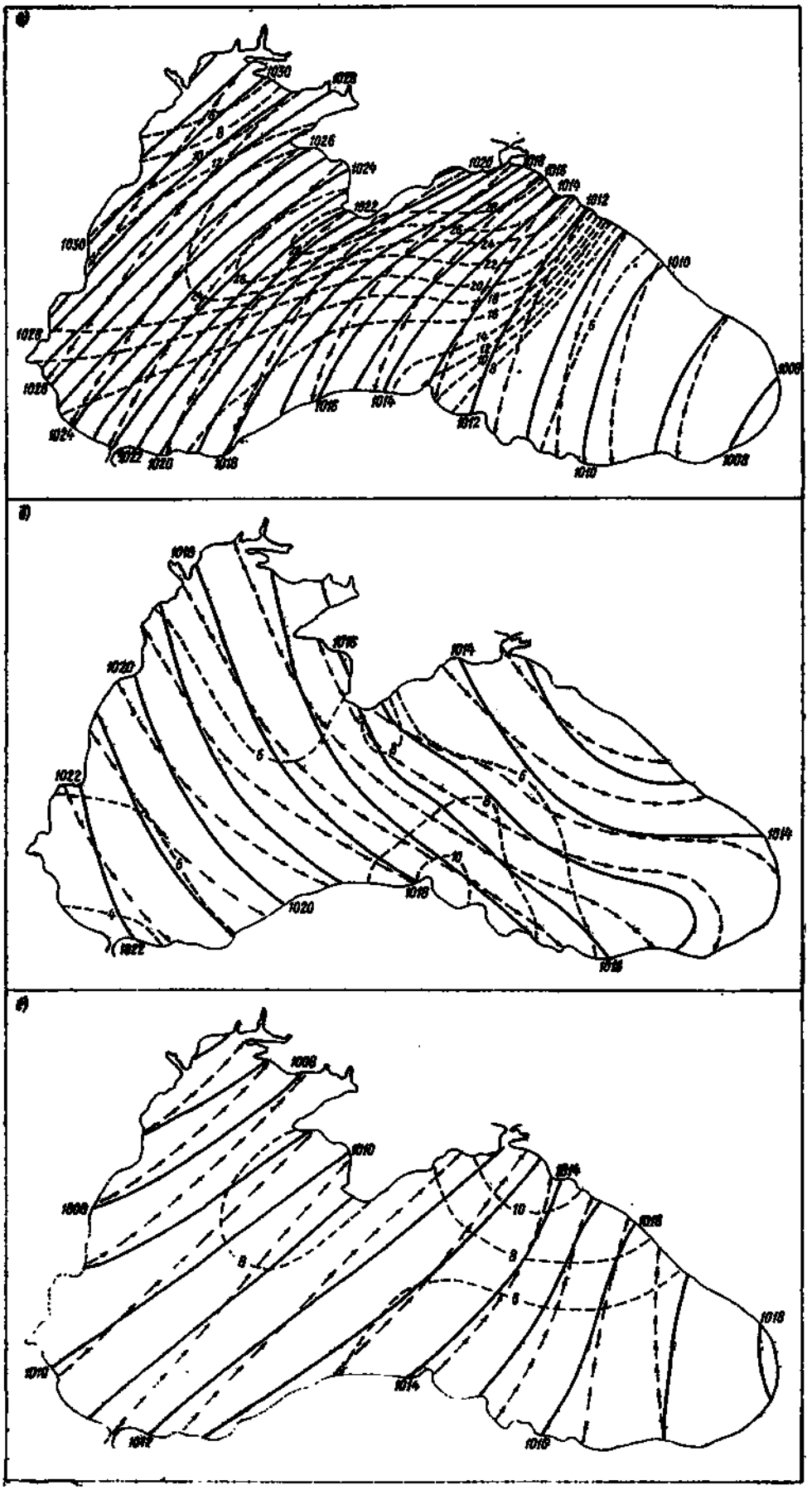


Рис. 2.2. Синоптические районы

а — тип *3*(СВ), градация 5—10 м/с, район *1*, *2*; тип *3*(СВ), градация 5—10 м/с, район *3*; *б* — тип градация 5—10 м/с, район *3*; тип *3*(СВ), градация 16—20 м/с, районы *1*, *4*; *в* — тип *3*(СВ), градация 5—10 м/с; районы *1*, *2*, *3*; *г* — тип *7*(ЮЗ), градация 5—10 м/с, районы *1*, *2*, *3*, *4*; *1* — давление, гПа;



и типы синоптических ситуаций.

3(СВ), градация 11—15 м/с, районы *1*, *2*, *3*; тип *9*(Ц), градация 5—10 м/с, район *5*; *в* — тип *3*(СВ), 16—20 м/с, районы *2*, *3*; тип *3*(СВ), градация 21—25 м/с, районы *1*, *4*; *б* — тип *1*(СЗ), градация
2 — скорость ветра, м/с; *3* — направление.

анализа синоптического материала за 15 лет (1954—1968).

По этим данным сильные ветры во всех районах моря наблюдаются ежегодно и во все сезоны. Их повторяемость и продолжительность существенно зависят от времени года. Наиболее интенсивные и продолжительные усиления ветра отмечаются в холодную часть года с ноября по март. Наиболее часто сильные и штормовые ветры устанавливаются в северных районах моря, наименее — в юго-восточных районах. В северных районах моря в среднем за год отмечалось 44—57 случаев сильных и штормовых ветров, в юго-восточных — 15—17. В отдельные годы повторяемость сильных ветров возрастает до 62—71 случая в год в северных районах и до 22—37 в южных районах [66].

Наиболее редко отмечаются сильные ветры в летние месяцы на юго-востоке моря. Продолжительность их в среднем 13—14 ч в южном и кавказском районах и 18—21 ч в остальных районах.

Суммарное за год число часов с ветром более 10 м/с уменьшается с севера на юг. Наибольшее число часов с сильным ветром приходится на северо-западный, крымский и керчь-туапсинский районы (в среднем более 1000—1200 ч), наименьшее — на кавказский (менее 200 ч).

Повторяемость сильных ветров, их суммарная продолжительность имеют четко выраженный годовой ход. Максимум приходится на зимние месяцы, минимум — на летние.

Анализ распределения сильных ветров по градациям скорости показал, что в 80—85 % всех выявленных случаев усиления ветра его скорость не превышает 15 м/с. Штормовые ветры со скоростью свыше 20 м/с наблюдаются чаще всего в 1—3 % случаев.

Над открытой частью моря наблюдаются сильные ветры любых направлений. Над западной половиной моря преобладают ветры северного направления, над северо-востоком моря — северо-восточного, над юго-востоком — северо-западного. Наименьшую повторяемость над морем имеют сильные ветры юго-восточного направления.

Направление преобладающих сильных ветров существенно зависит от сезона. В керчь-туапсинском районе с марта по ноябрь преобладают сильные ветры северо-восточного направления, с декабря по февраль — южные и юго-западные. В летние месяцы наибольшая повторяемость сильных северных ветров над западной половиной моря, сильных западных ветров — в керчь-туапсинском районе, сильных северо-западных ветров — в крымском и северо-западном районах, сильных ветров циклонического характера — в кавказском районе.

Сильные ветры над морем отмечаются в среднем 1—3 раза, а в холодное время — 4—7 раз в месяц [66].

Распределение сильных ветров различных направлений по градациям скорости зависит от района моря. Скорости более 20 м/с чаще всего достигают штормы северо-восточного направления в керчь-туапсинском районе, восточного направления — в крымском, южного и западного направлений — в северо-западном районе.

Сильные ветры преобладающих направлений наиболее устойчивы во времени. Максимальная непрерывная продолжительность периода с сильным ветром за 1954—1968 гг. отмечена в керчь-туапсинском районе в январе (148 ч) и в юго-западном районе в марте (64 ч). В летние месяцы непрерывная продолжительность сильных ветров снижается.

Таблица 2.5

Средняя и наибольшая продолжительность (ч) сильных (>10 м/с) ветров за 1978—1983 гг.

Район	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Северо-западный	187	151	115	79	62	53	67	36	69	118	109	140	1186
	280	211	189	108	97	78	117	93	156	146	150	224	1847
Крымский	201	202	140	70	56	42	40	25	56	103	126	170	1231
	281	300	191	88	93	57	101	60	86	116	201	204	1778
Керчь-Туапсинский	184	186	160	42	53	32	39	36	79	115	126	168	1220
	280	316	272	98	94	47	88	85	117	164	197	202	1960
Западный	169	150	98	79	67	47	63	29	61	101	110	117	1091
	253	218	161	126	112	73	135	66	138	175	159	175	1791
Кавказский	40	44	34	20	11	7	8	4	4	31	50	31	291
	96	125	65	49	24	27	13	12	8	55	95	68	637

Примечание. 1-я строка — средняя продолжительность; 2-я строка — наибольшая продолжительность.

Таблица 2.6

Суммарное число часов с сильным (>10 м/с) ветром в отдельные годы (1978—1983)

Год	Район				
	северо-западный	крымский	керчь-туапсинский	западный	кавказский
1978	1136	1340	1140	1286	439
1979	1451	1404	1249	1379	378
1980	1290	1207	1203	963	224
1981	1066	1466	1460	1079	223
1982	1131	1152	1366	1055	181
1983	1058	1106	1067	953	249

Мало устойчивы во времени сильные восточные ветры.

Сильные ветры чаще всего возникают над какой-либо одной из частей моря, главным образом над северо-западной или северо-восточной. В холодное время года возрастает повторяемость сильных и штормовых ветров, распространяющихся на все море, наиболее устойчивых во времени и продолжающихся иногда по 2—3 сут [66]. Реже всего сильные ветры возникают в кавказском районе.

Для уточнения режима сильных ветров за последние годы (1978—1983) и сравнения его с приведенными выше данными рассчитаны среднее, наибольшее и суммарное (табл. 2.5, 2.6) число часов с ветром больше 10 м/с по районам открытого моря с использованием расчетного метода ГОИНа для определения ветра по синоптическим картам [56].

Анализ полученных материалов показал, что по всему морю число часов с сильным ветром превышало средние данные из работы [66], т. е. во все годы штормовая деятельность была интенсивнее средних норм.

По данным работы [66] на побережье моря наблюдается значительное число дней с сильным и штормовым ветром $\geqslant 15$ м/с. Больше всего таких дней (34—35 за год) отмечено на северо-восточном и северо-западном берегах моря. Наименьшим числом дней с сильным ветром (20—22 за год) отличаются район ЮБК и юго-восточные районы Кавказского побережья.

Штормовая деятельность на южном побережье моря развита слабее, чем на северном.

На западном побережье число дней с ветром $\geqslant 15$ м/с составляет 10—14.

Определяющим фактором ветрового режима Черного моря является структура барического поля. Усиление скорости ветра над морем обусловлено чаще всего циклонической деятельностью [6, 38, 72]. Наиболее характерные синоптические ситуации при сильных штормах приведены в разделе «Волнение».

3. ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА

3.1. СВЕДЕНИЯ ОБ ИСПОЛЬЗОВАННЫХ МАТЕРИАЛАХ

Для характеристики режима температуры воздуха над открытым морем и его побережьем использованы наблюдения на стационарных прибрежных пунктах и на судах в открытом море, а также опубликованные материалы [62, 66].

Стационарные наблюдения морских гидрометеорологических станций равномерно освещают все побережье, ряды наблюдений достаточно однородны. В отдельных случаях при изменении сроков наблюдений или в связи с переносом пункта наблюдений, а также при сравнительно кратковременных рядах наблюдений, осуществлялось приведение к основному периоду 1880—1980 гг. Сведения по температуре воздуха, помещенные в работе [66], уточнены и дополнены наблюдениями за последние 20 лет. Наблюдения в открытом море, в отличие от прибрежных, нерегулярны, неравномерно распределены по акватории, и количество их намного меньше, чем на побережье. Всего использовано 54 500 измерений температуры воздуха в открытом море за весь имеющийся период наблюдений по 1985 г. включительно.

Несмотря на значительный объем использованной информации, результирующие длины выборок не везде оказались достаточно репрезентативными. Максимальное число лет с информацией наблюдается в северо-западной части Черного моря, достаточно освещены крымский и кавказский прибрежные районы. Однако центральные части моря, болгарский и особенно турецкий прибрежные районы моря освещены недостаточно.

Средняя многолетняя температура воздуха над морем определялась поквадратным осреднением данных за каждый месяц. Так как большинство наблюдений в открытом море производилось в дневные часы, то среднее значение, вычисленное по этим данным, несколько отличается от средней суточной, поэтому в полученные средние многолетние значения температуры воздуха введена поправка на суточный ход, для определения которой использованы наблюдения на суточных и многосуточных станциях. В зимний период (с декабря по февраль) поправки составили 0,3—0,7 °С, весной и осенью 0,8—0,9 °С, в летние месяцы (с июля по сентябрь) 1,0—1,2 °С [66]. Затем строились сглаженные графики годового хода температуры воздуха, с которых снимались значения температуры воздуха на 15 число каждого месяца. Эти данные были картированы.

3.2. ГОДОВОЙ ХОД

Средняя температура воздуха над открытым морем в целом выше, чем на побережье, и лишь вес-

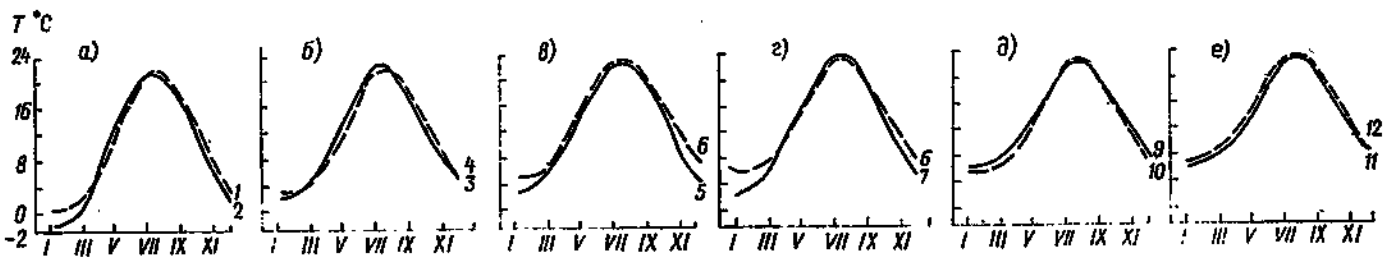
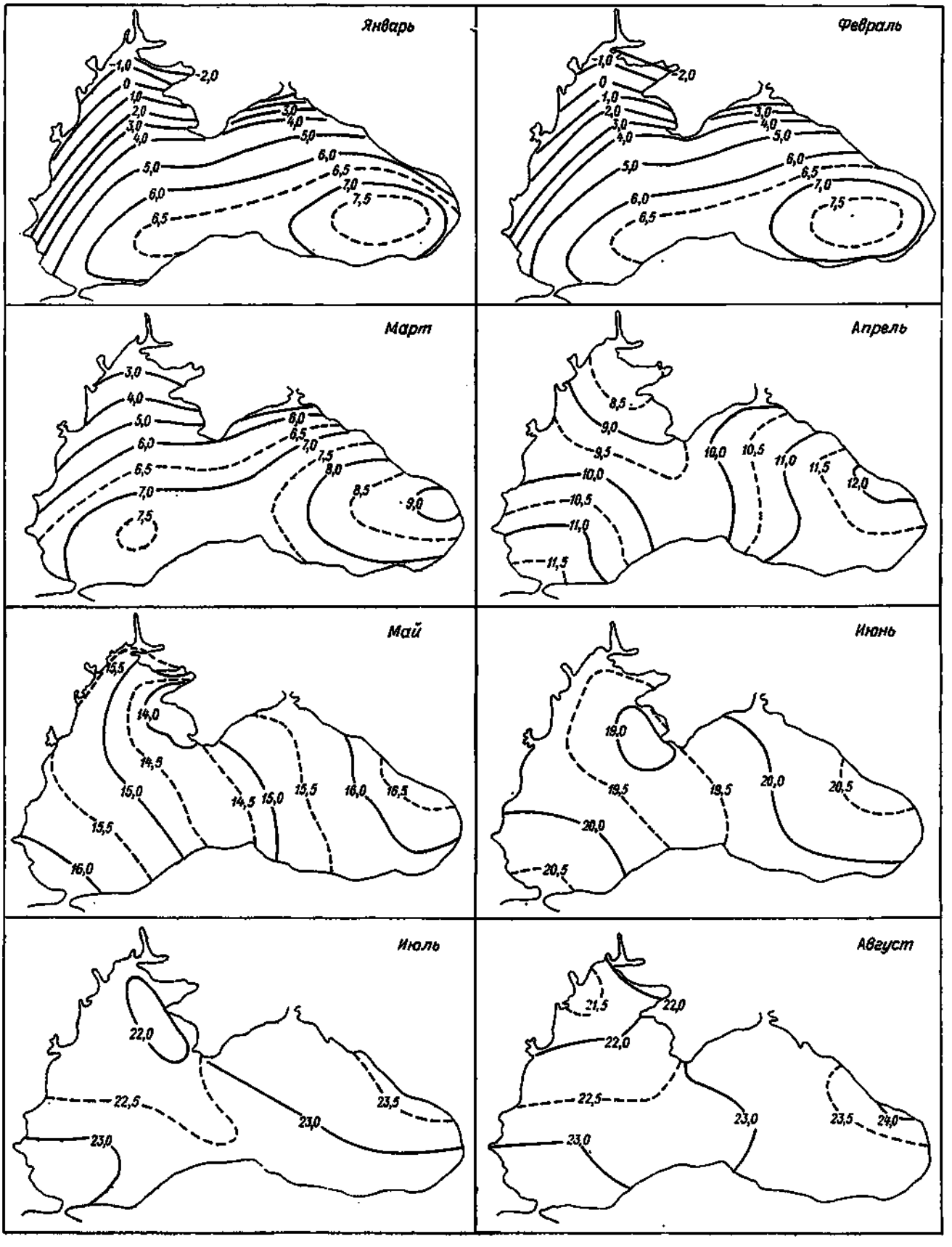


Рис. 3.1. Годовой ход температуры воздуха в различных районах Черного моря и его побережья.

а — северо-западный район; *б* — крымский; *в* — юго-западный; *г* — северо-восточный; *д* — центральный; *е* — юго-восточный район; *1* — Одесса; *3* — Севастополь; *5* — Бургас; *7* — Новороссийск; *9* — Синоп; *11* — Батуми; *2, 4, 6, 10, 12* — прилегающие к соответствующим пунктам районы моря.

ной распределение температуры обратное. Эти особенности годового хода температуры воздуха над морем тесно связаны с термическим режимом водных масс моря. За счет большой теплоемкости водных масс и непрерывно происходящих процессов турбулентного перемешивания вод в летние месяцы аккумулируется огромное количество поступившего на его поверхность солнечного тепла. Поэтому с августа по март море значительно теплее прилегающей к нему суши, и температура воздуха над морем оказывается в эти месяцы выше температуры воздуха на побережье. Но уже с апреля при начинающемся интенсивном потоке солнечной радиации поверхность суши быстро прогревается, становится



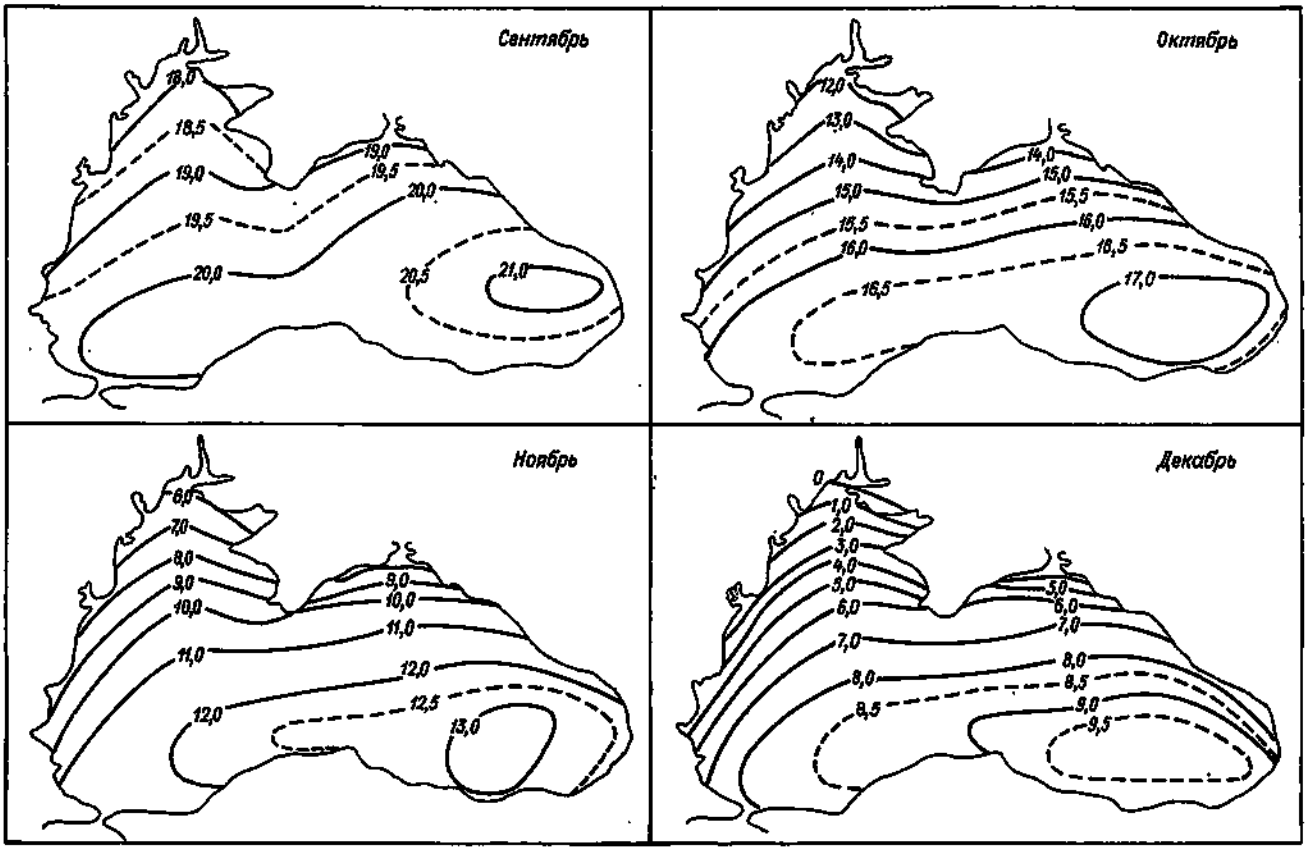


Рис. 3.2. Распределение средней месячной температуры воздуха, °С.

теплее поверхности моря, что обусловливает некоторое понижение температуры воздуха над морем по сравнению с температурой воздуха на побережье.

Отмеченные сезонные изменения соотношений между температурой воздуха над поверхностью моря и окружающей сушей являются причиной сезонных изменений знака разности температур между поверхностью моря и циркулирующими над ним массами воздуха. Соответственно годовой ход температуры воздуха по районам Черного моря и его побережья несколько различается (рис. 3.1) [66].

Максимум средней месячной температуры воздуха на всей акватории моря и на побережье приходится на июль — август, минимум — на январь — февраль, реже на март. Благодаря смягчающему влиянию моря изменчивость температуры на побережье во всех случаях больше, чем над морем. Наибольшие колебания на северо-западе моря, наименьшие — в центре и на юго-востоке моря.

С ноября по январь на картах распределения средней месячной температуры воздуха (рис. 3.2) прослеживаются две области сравнительно высокой температуры воздуха — на юго-востоке и юго-западе моря, в районах больших глубин. С февраля поле температур начинает перестраиваться, горизонтальные градиенты уменьшаются, и к апрелю остается одна замкнутая область наиболее низкой температуры на северо-западе моря. Период июль — август отличается очень небольшим различием в температуре воздуха отдельных районов моря, но все же имеет место ее повышение к юго-востоку и сохранение в этой части довольно обширной области тепла. В сентябре и октябре снова начинается перестройка поля температуры воздуха, горизонтальные градиенты увеличиваются, особенно в прибрежных районах.

Средняя за год температура воздуха над морем изменяется от 10 °С на северо-западе до 14—15 °С на юго-востоке. Сравнительно высокой температурой отличаются районы ЮБК и болгарского побережья (около 13 °С), кавказское и анатолийское побережье (15—14 °С). Такое распределение температуры — увеличение ее с северо-запада на юго-восток моря — наиболее четко прослеживается в холодное время года, летом поле температуры над морем более однородно.

В многолетнем ходе годовой температуры воздуха четко просматриваются два больших периода: до 30-х гг., когда повсеместно температура воздуха ниже нормы, и после 30-х гг. когда температура воздуха выше нормы. На этом фоне отмечаются более короткие периоды похолоданий и потеплений, связанные с изменениями характера циркуляции

Таблица 3.1

Средняя и экстремальная температура воздуха по месяцам и за год, °С

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Вилково	—1,0	0,01	3,9	10,0	16,1	20,2	22,2	21,6	17,3	12,0	6,8	—1,9	10,9
	16	21	24	30	32	34	37	35	33	32	28	17	37
	—28	—27	—16	—5	0	5	8	7	—0,5	—14	—14	—20	—28
Одесса	—1,7	—1,1	2,5	8,9	15,4	19,8	21,9	21,5	17,4	11,7	6,2	1,4	10,3
	14	18	24	29	34	34	36	37	35	30	26	17	37
	—26	—27	—17	—5	0,3	6	9	8	—0,5	—11	—12	—18	—27
Ильичевск	—1,9	—0,7	2,6	8,7	15,1	19,5	21,5	21,2	17,3	11,5	6,4	1,8	10,3
	14	18	19	26	30	35	37	35	31	28	20	13	37
	—22	—22	—14	—5	1	8	11	9	—0,1	—5	—12	—17	—22
Очаков	—2,9	—1,9	2,2	9,1	15,8	20,1	22,4	21,3	17,2	11,1	5,1	0,3	9,9
	13	17	21	29	33	37	40	38	35	29	21	14	40
	—28	—29	—23	—7	—0,5	5	9	6	—5	—11	—15	—21	—29
Николаев	—3,2	—1,6	2,6	10,2	16,4	20,6	22,3	21,7	17,0	10,4	5,0	—0,5	10,2
	14	16	24	30	34	37	39	39	35	31	24	16	39
	—30	—29	—21	—8	—2	4	9	7	—2	—14	—19	—25	—30
Хорлы	—2,6	—1,8	2,6	9,6	16,1	20,7	23,1	22,3	17,6	11,2	5,3	0,7	10,4
	14	17	24	32	32	38	39	39	35	29	21	15	39
	—29	—30	—20	—6	0	4	11	8	—0,5	—14	—17	—22	—30
Стерегущий	—1,5	—0,8	2,8	8,9	14,7	19,8	22,5	21,9	17,1	11,2	6,0	1,8	10,4
	18	22	27	31	34	36	40	39	36	32	28	24	40
	—27	—29	—20	—8	—1	2	8	5	—2	—11	—17	—24	—29
Черноморское	0,2	0,4	3,4	8,7	14	19,3	22	21,8	17,4	12,2	7,4	3,3	10,8
	17	21	26	29	33	35	37	38	35	32	26	18	38
	—27	—27	—18	—6	—1	3	11	7	—0,4	—10	—15	—19	—27
Евпатория	0,1	0,6	4,1	9,8	15,0	20,2	23,0	22,2	17,9	12,2	7,3	3,2	11,3
	19,0	23	26	32	33	37	40	39	37	32	26	19	40
	—28	—27	—18	—6	0	4	12	8	0	—9	—15	—19	—28
Севастополь	2,8	3,2	5,6	10,0	15,0	19,6	22,2	22,0	18,0	12,8	9,1	5,5	12,2
	20	25	28	32	34	35	38	37	36	33	29	22	38
	—22	—22	—16	—4	1	6	11	10	2	—8	—13	—18	—22
Херсонесский маяк	3,4	3,5	5,6	9,4	14,2	19,2	22,2	22,3	18,7	14,1	9,7	6,2	12,4
	19	22	24	27	30	33	36	37	34	30	26	21	36
	—18	—19	—15	—3	0	5	10	10	3	—5	—10	—15	—19
Ялта	3,9	4,1	6,0	10,6	15,6	20,4	23,5	23,3	19,1	14,0	9,8	6,4	13,1
	21	22	29	28	31	35	39	37	34	31	26	22	39
	—25	—15	—11	—4	1	7	11	11	4	—4	—8	—12	—25
Алушта	2,8	3,2	5,2	9,9	15,3	19,8	22,9	22,6	18,2	12,9	8,6	5,4	12,2
	19	21	28	27	30	34	39	37	34	33	25	21	39
	—17	—18	—14	—6	0	5	10	8	1	—6	—10	—13	—18
Феодосия	0,5	1,1	4,4	10,1	16,0	20,7	23,6	22,9	18,4	12,9	7,8	3,8	11,8
	18	19	27	28	32	35	38	37	33	29	27	22	38
	—25	—25	—17	—6	1	5	9	9	1	—11	—15	—19	—25
Керчь	—0,8	0,3	3,3	9,4	15,8	20,7	23,7	23,1	18,2	12,4	7,2	3,0	11,4
	14	16	23	28	29	35	37	35	33	29	22	15	37
	—27	—26	—19	—7	—2	6	10	8	—1	—5	—14	—18	—27
Новороссийск	2,5	3,2	6,0	11,2	16,2	20,6	23,8	23,6	19,2	13,8	9,3	5,4	12,9
	18	22	26	29	34	35	41	39	36	33	25	22	41
	—24	—21	—17	—6	0	6	11	9	1	—4	—18	—23	—24
Туапсе	4,4	5,1	7,4	11,5	16,2	20,2	23,1	23,3	19,4	14,8	10,7	6,9	13,6
	20	24	29	30	34	36	41	39	38	34	26	24	41
	—18	—19	—15	—4	2	7	10	8	2	—7	—11	—18	—19
Поти	5,7	6,6	8,9	12,2	16,4	20,3	23,0	23,1	20,2	16,0	11,9	8,1	14,4
	20	24	33	35	36	39	41	40	36	33	30	22	41
	—11	—11	—9	—2	3	8	11	12	6	1	—5	—10	—11
Батуми	6,8	7,1	8,4	11,6	16,1	20,4	22,9	23,0	20,1	16,2	12,4	9,3	14,5
	25	28	32	38	36	38	40	40	37	33	30	28	40
	—8	—8	—7	—1	2	8	13	13	7	2	—4	—6	—8
Ризе	6,7	6,8	8,4	11,5	15,7	20,4	23,4	22,7	20,2	18,4	12,9	9,9	14,7
	—	—	18	20	—	26	28	25	26	24	—	—	28
	—	—	2	5	—	15	20	18	15	16	—	—	2
Трабзон	6,8	7,4	8,7	12,2	15,9	20,2	22,9	22,9	20,3	18,6	13,0	10,1	14,9
	25	26	28	31	29	33	35	34	31	30	29	25	35
	—5	—9	—3	2	7	10	15	12	10	3	2	0	—9
Тиреболу	7,1	7,3	8,6	12,0	15,9	20,5	22,9	23,1	19,9	16,8	12,0	8,8	14,6
	21	23	26	30	24	29	31	30	28	30	24	18	31
	—4	—4	0	3	8	13	16	14	12	6	2	0	—4
Гиресун	6,7	6,7	8,4	11,0	15,6	20,1	23,2	23,4	20,5	17,2	12,9	10,3	14,7
Самсун	6,6	7,2	8,4	11,6	15,7	20,1	23,0	23,1	20,1	16,7	12,1	9,2	14,5
	24	26	28	32	31	32	34	35	34	29	28	24	35
	—8	—6	—3	1	6	10	15	11	10	4	—2	—3	—9
Синоп	6,2	6,5	7,6	10,7	14,8	19,4	22,5	22,7	19,7	16,4	12,1	8,7	13,9
	24	23	24	31	31	32	34	34	31	29	26	24	34
	—5	—5	—2	2	7	9	15	10	10	5	—2	—2	—5
Инеболу	5,6	6,8	7,3	11,1	15,3	19,7	22,3	22,0	18,9	15,7	11,1	7,6	13,6
	24	28	24	27	31	32	33	32	30	30	26	24	33
	—9	—7	—4	1	5	14	13	12	9	3	0	—2	—9

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Зонгулдак	5,9	6,8	7,6	11,6	15,6	19,6	21,6	21,3	18,6	15,3	11,0	7,6	13,5
	23	25	27	32	32	34	34	34	33	29	26	23	34
	—8	—8	—3	2	6	10	14	11	9	1	0	—3	—8
Стамбул	5,6	5,4	7,4	11,6	16,3	20,4	23,0	23,0	19,6	15,8	11,3	7,8	13,9
	22	21	22	32	31	35	34	35	33	29	26	19	35
	—11	—6	—4	0	5	10	12	12	9	3	1	—8	—11
Бургас	2,4	3,6	6,5	10,8	16,1	20,3	22,7	22,4	19,0	14,4	9,1	4,6	12,6
	21	20	23	29	31	34	34	34	31	29	26	20	34
	—16	—14	—7	2	6	10	13	13	4	—2	—6	—8	—16
Варна	1,6	2,6	5,5	10,2	15,8	19,9	22,4	22,2	18,6	13,8	8,4	4,2	12,1
	21	21	22	26	31	32	34	34	31	29	29	19	34
	—17	—15	—7	0	5	10	13	12	4	—2	—3	—8	—17
Констанца	0,4	1,6	4,7	9,7	15,4	19,7	22,1	21,8	18,1	13,5	7,8	2,7	11,4
	16	20	24	27	27	32	33	34	31	28	26	18	34
	—15	—14	—7	1	5	10	13	12	4	—1	—8	—8	—15
Сулина	0,3	0,9	4,3	9,7	15,7	19,9	22,1	21,7	17,8	13,1	7,4	2,7	11,3
	17	22	18	25	29	31	33	34	28	25	29	18	34
	—19	—15	—5	1	5	10	14	10	5	—1	—5	—9	—19

Примечание. 1-я строка — средняя температура воздуха; 2-я строка — максимальная; 3-я строка — минимальная.

атмосферы, зависящими в большей степени от солнечной активности [66].

Средняя месячная температура воздуха на побережье, ее наибольшие и наименьшие значения (табл. 3.1) и их среднее квадратическое отклонение (СКО) (табл. 3.2) свидетельствуют о большой изменчивости температуры воздуха в различных районах моря. Анализ многолетнего хода показывает, что в 40—50 % случаев отклонения от нормы составляют 0,1—1,0 °С (табл. 3.3). Повторяемость отклонений 1,0—2,0 °С — 25—30 %, а свыше 3 °С на северо-западе и северо-востоке моря — 11—13 %, в районе ЮБК, на юго-востоке и юге моря — 5 %. Очень крупные аномалии (≥5 °С) наблюдаются в основном на северо-западе и северо-востоке моря в период с октября по март. Наименьшие отклонения средней месячной температуры воздуха от норм отмечаются с апреля по август, наибольшие — в холодное время года (табл. 3.4). Самые крупные аномалии средней месячной температуры воздуха распространяются одновременно на очень большую территорию.

Анализ устойчивости аномалии температуры воздуха по данным Керчи и Батуми показал, что в 56 % случаев знак аномалии сохранялся не меньше чем в 2 мес. Повторяемость периода с одним знаком аномалий более 5—6 мес составляет 16 %, распределяясь примерно поровну между положительным и отрицательным знаками. Отмечены случаи и более длительного сохранения аномалии одного знака. Иногда аномалии одного знака, сохраняющиеся длительное время, меняются на обратный, который также удерживается много месяцев подряд. Например, температура воздуха в районе Керчи и Батуми была ниже нормы в течение 8 мес подряд (с сентября 1953 по февраль 1954 г.), а затем была выше нормы 10 мес подряд (с мая 1954 по февраль 1955 г.) в районе Керчи и 15 мес подряд в районе Батуми (с мая 1954 по июль 1955 г.). Длительные периоды с 1955 по 1985 г. (более 9 мес) с одним знаком наблюдались в районе Батуми 10 раз, в районе Керчи — 9.

Наибольший интерес представляют отклонения температуры воздуха от нормы, предшествующие крупным аномалиям (>3 °С) и следующие за ними. Были проанализированы данные длиннорядных станций Одесса и Керчь, расположенных в разных частях моря. Выявлено, что в этих случаях аномалии имеют некоторую тенденцию к сохранению своего знака. Так, перед теплым месяцем (>3 °С) положительные аномалии были в районе Керчи и Одессы в 76 % случаев, а после теплого месяца в 64 % случаев в Керчи и 54 % случаев в Одессе. Также и перед холодным месяцем отрицательные

Таблица 3.2

СКО средней месячной температуры воздуха и ее экстремумов, °С

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Одесса	3,1	3,1	1,9	1,4	1,6	1,4	1,4	1,3	1,7	2,2	2,5	2,6
	3,0	2,9	2,2	1,7	1,8	1,5	1,4	1,4	1,7	2,1	2,4	2,5
	3,4	3,4	1,8	1,3	1,4	1,4	1,3	1,3	1,7	2,2	2,6	2,6
Феодосия	2,9	3,4	2,0	1,3	1,3	1,3	1,2	1,2	1,6	2,1	2,6	2,7
	3,0	3,6	2,3	1,5	1,6	1,5	1,5	1,4	1,8	2,2	2,7	2,8
	3,0	3,8	2,0	1,3	1,2	1,3	1,2	1,3	1,6	2,1	2,5	2,7
Ялта	1,9	1,9	1,5	1,2	1,2	1,3	1,4	1,2	1,6	1,8	1,9	1,8
	2,1	2,1	1,8	1,4	1,3	1,4	1,3	1,3	1,7	2,1	2,2	2,0
	2,0	2,0	1,5	1,2	1,1	1,3	1,4	1,3	1,6	1,8	2,0	1,7
Батуми	1,9	2,2	1,7	1,3	1,0	1,1	0,9	1,0	1,4	1,5	1,5	1,8
	2,3	2,5	2,3	1,7	1,1	1,2	1,0	1,1	1,5	1,8	1,8	2,2
	1,8	1,9	1,6	1,3	1,1	1,3	0,9	1,0	1,4	1,4	1,5	1,7

Примечание. 1-я строка — СКО средней месячной температуры воздуха; 2-я строка — СКО максимальной; 3-я строка — *СКО минимальной.*

Таблица 3.3

Повторяемость отклонений средней месячной температуры воздуха от нормы, %

Температура, °С	I		II		III		IV		V		VI		VII		VIII		IX		X		XI		XII		Год	
	+	−	+	−	+	−	+	−	+	−	+	−	+	−	+	−	+	−	+	−	+	−	+	−	+	−
Одесса																										
0,1—1,0	9	19	26	11	20	24	36	18	21	26	26	30	26	39	26	27	19	18	19	22	16	15	12	11	22	22
1,1—1,9	6	7	12	4	11	10	12	12	11	11	14	8	12	9	17	18	12	24	12	12	11	9	12	12	12	11
2,0—2,9	16	9	15	4	17	9	4	9	12	9	3	12	2	6	4	4	8	9	8	6	16	11	15	11	10	8
3,0—3,9	6	7	6	3	3	3	2	3	2	2	3	0	2	2	0	0	6	2	8	4	4	2	9	6	4	3
4,0—4,9	4	3	4	3	0	3	0	2	0	0	0	0	2	0	2	0	0	0	2	3	0	9	0	4	1	2
⩾5,0	6	7	2	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	2	3	2	3	1	2
Общая повторяемость	47	52	65	33	51	49	54	44	46	48	46	50	44	56	49	49	45	53	51	49	49	49	50	47	50	48
Нет отклонений	1		2		0		2		6		4		0		2		2		0		2		3		2	
Ялта																										
0,1—1,0	20	22	24	13	23	22	31	32	35	24	25	31	27	34	31	26	19	27	20	24	20	18	21	22	25	24
1,1—1,9	12	18	24	10	18	18	10	10	13	19	16	15	5	13	15	19	11	16	11	16	16	11	18	8	14	15
2,0—2,9	9	5	10	9	6	8	5	5	2	6	6	4	9	2	4	2	11	10	11	8	15	8	10	13	8	7
3,0—3,9	5	4	5	1	0	2	0	2	0	0	1	0	4	2	0	1	4	0	1	4	4	5	1	5	2	2
4,0—4,9	1	1	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	2	0	0	1
⩾5,0	2	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0
Общая повторяемость	49	50	63	36	47	51	46	49	50	49	48	50	45	51	50	48	45	53	44	54	55	44	52	48	49	49
Нет отклонений	1		1		2		5		1		2		4		2		2		2		1		0		2	
Керчь																										
0,1—1,0	18	11	13	13	24	25	29	31	31	27	29	28	29	27	36	18	16	26	18	15	20	10	12	13	23	21
1,1—1,9	6	14	17	5	12	13	13	6	16	13	10	14	14	13	20	14	15	12	8	21	14	13	12	8	13	12
2,0—2,9	8	6	12	5	8	6	8	5	5	5	12	2	4	2	4	14	12	10	14	12	13	10	14	4	9	6
3,0—3,9	12	2	14	5	4	5	1	4	0	1	4	0	1	1	0	0	3	1	2	4	9	4	8	13	5	3
4,0—4,9	5	0	4	5	9	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	4	1	1	2	2	1	1
⩾5,0	6	10	2	5	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	6	4	1	2
Общая повторяемость	55	43	62	38	48	51	51	47	52	46	55	44	48	43	60	36	47	49	43	56	57	42	54	44	52	45
Нет отклонений	2		0		1		2		2		1		9		4		4		1		1		2		3	
Батуми																										
0,1—1,0	19	21	21	11	23	21	33	25	31	28	31	22	34	34	30	32	18	24	23	29	26	22	15	15	25	25
1,1—1,9	12	18	21	11	14	16	10	14	16	16	15	18	14	11	11	14	15	17	14	12	20	11	23	16	15	15
2,0—2,9	12	5	10	12	7	7	7	7	4	4	5	0	3	0	4	1	4	7	8	6	7	8	10	7	7	5
3,0—3,9	7	1	4	5	4	7	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	3	1	1	4	0	0	0	8	2	2
4,0—4,9	0	3	3	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	1
⩾5,0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0
Общая повторяемость	51	48	59	40	48	52	51	46	51	48	52	40	51	45	46	47	40	59	46	51	53	44	48	49	49	48
Нет отклонений	1		1		0		3		1		8		4		7		1		3		3		3		3	

Таблица 3.4

Наибольшие отклонения средней месячной температуры воздуха от нормы, °С

Станция	I		II		III		IV		V		VI		VII		VIII		IX		X		XI		XII	
	+	−	+	−	+	−	+	−	+	−	+	−	+	−	+	−	+	−	+	−	+	−	+	−
Одесса	6,0	6,9	5,7	10,2	3,3	4,6	3,0	4,2	3,3	3,1	3,6	2,9	4,2	3,6	4,4	2,2	3,7	3,0	5,4	5,5	6,4	6,2	6,6	5,7
Тарханкут	6,9	6,3	5,1	10,4	2,7	4,9	2,5	3,6	2,4	2,4	3,2	2,3	3,2	3,1	2,7	2,2	3,8	2,4	4,7	5,9	6,0	5,7	7,1	5,9
Севастополь	7,2	6,1	5,1	7,2	4,6	5,5	3,9	3,9	2,6	2,5	3,1	1,9	2,9	2,7	3,0	1,9	3,5	2,3	3,7	5,2	5,9	7,2	6,3	4,1
Ялта	5,0	4,8	3,7	5,5	2,6	4,4	2,8	3,4	2,2	2,6	3,3	2,5	3,6	3,6	2,9	3,0	3,4	2,6	4,0	4,3	3,5	6,1	4,4	3,8
Феодосия	7,5	8,2	5,9	11,9	3,4	6,3	3,8	3,5	2,7	3,0	3,0	2,1	3,6	3,1	3,4	2,6	3,9	3,0	4,5	5,4	5,2	7,8	6,8	5,6
Керчь	7,6	6,4	6,3	11,0	3,7	6,2	3,6	4,2	2,9	3,2	3,7	2,6	3,2	3,1	3,3	2,4	3,8	3,0	4,5	4,9	4,5	7,9	7,4	5,3
Новороссийск	7,4	7,9	4,7	8,5	3,3	6,5	4,4	3,6	2,5	2,8	4,2	2,3	3,5	2,9	3,4	2,6	4,1	4,1	4,4	6,0	4,1	8,1	5,4	5,2
Сухуми	6,0	3,7	4,5	6,0	3,1	4,7	3,8	3,1	3,0	2,6	2,8	2,1	2,4	2,2	2,6	2,5	3,4	2,9	3,0	3,8	2,6	4,8	3,2	3,4
Батуми	6,8	4,1	4,8	4,3	3,7	4,6	4,0	2,6	2,7	2,3	3,2	1,8	2,6	1,8	3,0	2,3	3,1	3,1	3,0	3,9	2,9	4,7	2,6	4,1

аномалии составляли 72 % случаев в Керчи и 65 % случаев в Одессе. После холодного месяца отрицательные аномалии сохранялись в 71 % случаев в Керчи и 53 % случаев в Одессе.

Наибольшие положительные и отрицательные отклонения температуры воздуха от нормы по абсолютным значениям близки между собой и не превышают в большинстве 5—8 °С (октябрь — март). Исключение составляют февраль и ноябрь. В эти месяцы отрицательные отклонения температуры от нормы почти во всех районах моря больше, чем положительные. Особенно часто это наблюдается

в феврале на северо-востоке и северо-западе моря. Если температура февраля в этих районах ни разу не превышала норму больше чем на 5—7 °С, то понижалась она иногда на 8—12 °С. В ноябре на северо-востоке моря наибольшие положительные аномалии составляли 4—5 °С, а наибольшие отрицательные аномалии — 8 °С. Анализ кривых распределения средней температуры воздуха указывает, что в холодный период отмечается отрицательная асимметрия в распределении температуры. В отдельных случаях более сильные потепления, чем похолодания зимой, наблюдались на юго-востоке моря, где наибольшие положительные аномалии января составляли 6—8 °С, а отрицательные около 4 °С. В июне и августе температура воздуха ни разу не понижалась больше чем на 2—3 °С по сравнению с нормой. При этом понижение температуры на 3 °С наблюдалось только в Ялте. Средняя месячная температура воздуха изменяется с ноября по февраль на 15—18 °С на северо-западе и северо-востоке и на 10—11 °С на ЮБК и юго-востоке моря. С марта колебания температуры уменьшаются и почти во всех районах моря бывают минимальными с мая по август. В эти месяцы изменения средней месячной температуры воздуха во всех этих районах моря близки между собой и не превышают 5—8 °С. Таким образом, наиболее резкие и частые отклонения температуры воздуха от нормы наблюдаются в холодное время года на северо-западе и северо-востоке моря. При этом существенных различий в колебаниях температуры воздуха между этими двумя районами не наблюдается, так же как и между ЮБК и юго-востоком моря.

Это говорит об определяющей роли крупномасштабных процессов атмосферной циркуляции, вызывающих термические аномалии одного знака и порядка на большой территории и акватории моря, особенно это относится к холодному периоду года [52, 55, 66].

Таблица 3.5

Повторяемость отрицательной средней суточной температуры воздуха по типам синоптических процессов, %

Станция	Тип						
	северный	северо-восточный	восточный	юго-восточный	юго-западный	западный	северо-западный
Ноябрь							
Одесса	53	29	12	0	0	0	6
Севастополь	57	36	0	0	0	0	7
Ялта	62	38	0	0	0	0	0
Керчь	45	25	15	0	0	0	15
Декабрь							
Одесса	26	49	11	3	4	7	0
Севастополь	26	68	3	0	3	0	0
Ялта	21	79	0	0	0	0	0
Керчь	18	56	13	3	8	2	0
Январь							
Одесса	27	39	17	4	4	1	8
Севастополь	31	45	11	3	0	1	9
Ялта	23	41	14	6	4	2	10
Керчь	23	38	14	6	10	1	8
Февраль							
Одесса	24	30	16	6	12	4	8
Севастополь	25	43	14	8	6	2	2
Ялта	22	53	19	7	0	0	3
Керчь	22	35	20	3	6	2	8
Март							
Одесса	29	33	9	3	7	9	10
Севастополь	45	33	4	0	0	7	11
Ялта	31	50	0	0	0	11	8
Керчь	21	34	14	4	11	8	8

Примечание. Проценты вычислены от суммы числа дней с отрицательной температурой в каждом месяце при семи типах.

3.3. СУТОЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Наиболее крупные отрицательные аномалии температуры воздуха зимой над Черным морем возникают при наличии устойчивого антициклона над западными районами европейской части СССР и при активной циклонической деятельности над южными морями [67].

Однако отрицательная температура воздуха может наблюдаться при всех типах синоптических процессов в период с ноября по март, за исключением отдельных месяцев. Так, в ноябре температура воздуха ниже нуля на всем побережье ни разу не отмечалась при юго-восточном, юго-западном и западном типах синоптических процессов (табл. 3.5).

Чаще всего отрицательная температура воздуха над морем наблюдается при северном и северо-восточном типах синоптических процессов, которые обусловливают и наиболее резкие похолодания. Например, 65—75 % случаев с отрицательной температурой воздуха ниже —10 °С в Одессе и Керчи отмечено при указанных двух типах синоптических процессов (табл. 3.6).

Минимальная температура воздуха за сутки отмечена при северо-восточном типе синоптических процессов в январе и феврале (—23... —25 °С в районе Одессы, —12... —15 °С в районе Ялты, —20... —25 °С в районе Новороссийска).

При северном типе синоптических процессов в январе и при восточном типе в феврале самая низкая температура воздуха составляет —21 °С в Одессе и —9... —10 °С в Ялте.

При остальных типах синоптических процессов температура воздуха ни разу не наблюдалась ниже —15 °С (табл. 3.7).

Таблица 3.6

Повторяемость средней суточной температуры воздуха ниже —10 °С по типам синоптических процессов, %

Месяц	Тип						
	северный	восточный	юго-восточный	юго-западный	западный	северо-западный	северо-восточный
Одесса							
Январь	30	45	15	5	0	0	5
Февраль	12	56	28	4	0	0	0
Керчь							
Январь	12	55	12	9	9	0	3
Февраль	8	57	35	0	0	0	0

Таблица 3.7

Минимальная температура воздуха по типам синоптических процессов

Месяц	Тип						
	северо-восточный	восточный	юго-восточный	юго-западный	западный	северо-западный	северный
Одесса							
Ноябрь	—9	—6	2	1	—2	—5	—7
Декабрь	—16	—11	—3	—9	—8	—6	—15
Январь	—25	—16	—10	—9	—7	—15	—21
Февраль	—23	—21	—13	—9	—8	—9	—14
Март	—9	—3	—6	—5	—10	—8	—9
Ялта							
Ноябрь	—7	—1	3	1	2	—1	—6
Декабрь	—9	—4	—0,4	—4	—1	—1	—6
Январь	—15	—7	—5	—3	—5	—6	—7
Февраль	—12	—10	—4	—4	—3	—2	—9
Март	—4	—0,5	—0,7	—3	—3	—3	—7

Таблица 3.8

Число дней со средней суточной отрицательной температурой воздуха в разных пределах

Станция	XI	XII	I	II	III
	от 0,0 до —4,9 °С				
Одесса	3	8	10	10	7
Евпатория	2	7	9	7	6
Ялта	0,6	2	4	3	1
Феодосия	2	6	8	7	5
Керчь	2	7	10	9	6
Новороссийск	2	4	6	5	3
Сочи	0,1	0,5	1	2	0,4
Батуми	0,02	0,2	0,5	0,7	0,2
	от —5,0 до —9,9 °С				
Одесса	0,3	4	5	4	1
Евпатория	0,5	3	3	3	0,7
Ялта	0	0,1	0,3	0,5	0,04
Феодосия	0,3	2	4	3	0,6
Керчь	0,1	2	5	4	1
Новороссийск	0,4	1	3	2	0,4
Сочи	0	0	0,1	0,1	0
Батуми	0	0	0	0	0
	от —10,0 до —14,9 °С				
Одесса	0,02	0,5	1	2	0,1
Евпатория	0,02	0,4	1	2	0,02
Ялта	0	0	0	0,02	0
Феодосия	0,02	0,4	1	1	0,05
Керчь	0,01	0,6	1	1	0,05
Новороссийск	0,1	0,3	0,7	0,6	0,02
Сочи	0	0	0	0	0
Батуми	0	0	0	0	0
	от —15,0 до —19,9 °С				
Одесса	0	0	0,4	0,4	0
Евпатория	0	0	0,3	0,5	0
Ялта	0	0	0	0	0
Феодосия	0	0	0,2	0,5	0
Керчь	0	0,01	0,2	0,4	0
Новороссийск	0	0,1	0,1	0,1	0
Сочи	0	0	0	0	0
Батуми	0	0	0	0	0
	от —20,0 до —24,9 °С				
Одесса	0	0	0,2	0,05	0
Евпатория	0	0	0,1	0,02	
Ялта	0	0	0	0	
Феодосия	0	0	0,07	0,03	
Керчь	0	0	0	0,05	0
Новороссийск	0	0	0,01	0	0
Сочи	0	0	0	0	0
Батуми	0	0	0	0	0

Смена типов северного и северо-восточного на юго-восточный или юго-западный часто сопровождается резкими колебаниями температуры воздуха. При этом отрицательная температура сменяется положительной, а температура воздуха в дневные часы может повышаться от 4 до 12 °С.

Таким образом, отрицательная температура воздуха бывает над всем Черным морем с наибольшей повторяемостью в его северо-западной и северо-восточной частях и чаще всего отмечается в январе и феврале. При этом ее повторяемости в январе и феврале по средним данным близки между собой (табл. 3.8).

Чаще всего наблюдается отрицательная температура воздуха в пределе от 0,0 до —4,9°: на северо-западе и северо-востоке моря в среднем 6—10 сут в месяце. В отдельные годы повторяемость отрицательной температуры воздуха возрастает до 22—26 сут в январе и феврале и до 13—15 сут — в декабре и марте.

На Южном берегу Крыма температура воздуха ниже нуля повторяется редко: в среднем 3—4 сут в январе и феврале и 1—2 сут в марте и декабре. Однако в отдельные годы отмечается до 13—15 сут в январе и феврале.

На Кавказском и Анатолийском побережьях средняя суточная температура воздуха очень редко бывает ниже нуля: лишь в отдельные годы и не больше 5—8 сут в январе, а также в феврале и по 2—3 сут в декабре и марте. В указанных районах средняя суточная температура воздуха ниже —5 °С отмечается в среднем 1 раз в 10—20 лет.

Средняя суточная температура воздуха ниже —5 °С чаще всего отмечается на северо-западе и северо-востоке моря. На Южном берегу Крыма температура воздуха ниже —5 °С отмечается редко.

Средняя суточная температура воздуха ниже —10 °С наблюдается на побережье не ежегодно. Однако на северо-западе и северо-востоке моря с такой температурой бывает 7—14 сут в январе и феврале, 5—8 сут в декабре и 2—3 сут в марте.

На Южном берегу Крыма средняя суточная температура воздуха ниже —10 °С наблюдалась 2 раза за последние 60 лет.

В апреле, октябре средняя суточная отрицательная температура воздуха отмечается крайне редко и только в холодные годы. Выявлена связь между числом дней с отрицательной средней суточной температурой воздуха и аномалией средней месячной температуры воздуха для северо-западного и северо-восточного районов моря (табл. 3.9, 3.10). Средняя месячная температура воздуха января и февраля выше нормы, если повторяемость отрицательной средней суточной температуры воздуха не превышает 14—16 сут в месяц. Если с отрицательной температурой воздуха отмечается не меньше 19—23 сут в месяц, то средняя месячная температура в январе и феврале, как правило, ниже нормы в этих районах.

С ростом положительных аномалий средней месячной температуры воздуха повторяемость отрицательной средней суточной температуры воздуха по средним данным, как правило, уменьшается, а с ростом отрицательных аномалий — увеличивается, особенно повторяемость температуры ниже —5 °С (табл. 3.11).

В районе ЮБК температура воздуха ниже —5 °С отмечается в среднем 1 раз в 10 лет.

Таблица 3.9

Наибольшее число дней с отрицательной средней суточной температурой воздуха, при которой аномалии средней месячной температуры воздуха остаются положительными

Станции	XI	XII	I	II	III
Одесса	—	10	14	16	3
Керчь	—	7	16	14	2

Отрицательная температура воздуха менее устойчива в месяцы с положительными средними месячными аномалиями, особенно превышающими 2,5 °С (табл. 3.12). Так, в январе и феврале температура воздуха ниже нуля бывает 1—2 сут и, как исключение, 4—7 сут подряд.

На юго-востоке и на юге моря температура воздуха ниже нуля сохраняется в основном 1—2 сут.

Иногда в холодное время года, когда преобладает средняя суточная температура ниже 10 °С, наблюдаются повышения температуры воздуха до 15—20 °С [66]. Это связано или с адвекцией теплых воздушных масс с юга при активной циклонической деятельности, или с действием местных ветров-фёнов, наблюдающихся на гористых участках побережья.

Примеры, показывающие возможные пределы повышения температуры воздуха при фенах, приведены в табл. 3.13.

В теплое время года согласованность в наступлении крупных аномалий температуры воздуха в различных районах моря и побережья прослеживается менее четко. Длительная и сильная жара часто бывает связана с притоком сухого и теплого континентального воздуха Средней Азии и с его дальнейшим прогреванием при ясной погоде в области антициклона, расположенного над югом европейской части СССР.

Устойчивый период с температурами 20 °С наименьший на северо-западе моря — с последней декады июня до начала сентября.

Продолжительность устойчивого периода со средней суточной температурой выше 20 °С увеличивается от 70—80 сут на северо-западе моря до 100—110 сут на юго-востоке.

Прослеживается тенденция увеличения продолжительности периода с высокими температурами и с севера на юг моря.

В летнее время средняя суточная температура воздуха на большинстве станций может превышать 30 °С. Однако за весь период наблюдений ни на одной из станций не отмечалась средняя суточная температура воздуха выше 35 °С. В Батуми и Ризе из-за частых ливней (летом здесь бывает в течение месяца 13—14 сут с осадками) средняя суточная температура не превышает 30 °С. По Б. П. Алисову

Таблица 3.10

Наименьшее число дней с отрицательной средней суточной температурой воздуха, при которой аномалии средней месячной температуры воздуха становятся отрицательными

Станция	XI	XII	I	II	III
Одесса	8	13	21	20	9
Керчь	7	11	23	19	9

Таблица 3.11

Среднее (1-я строка) и наибольшее (2-я строка) число дней с отрицательной средней суточной температурой воздуха при различных отклонениях средней месячной температуры от нормы

Средняя суточная температура, °С	Пределы отклонений средней месячной температуры, °С						
	> 2,5	2,0	1,0	0	−1,0	−2,0	< (−2,5)
Ноябрь							
Одесса							
0,0 ...—4,9	0	0,2	2	2	2	6	8
	0	1	7	5	6	8	12
—5,0 ...—9,9	0	0	0,1	0	0,4	1	1
	0	0	1	0	2	3	2
—10,0 ...—14,9	0	0	0	0	0	0,2	0
	0	0	0	0	0	1	0
Ялта							
0,0 ...—4,9	0	0	0,2	0,3	0,5	1	3
	0	0	2	2	3	3	5
—5,0 ...—9,9	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0
Декабрь							
Одесса							
0,0 ...—4,9	2	6	7	7	10	13	10
	7	10	8	10	14	15	15
—5,0 ...—9,9	1	1	1	4	5	6	9
	3	4	3	6	8	9	12
—10,0 ...—14,9	0	0	0	0,3	0,2	1	6
	0	0	0	1	1	3	10
—15,0 ...—19,9	0	0	0	0	0	0	2
	0	0	0	0	0	0	5
Ялта							
0,0 ...—4,9	0,1	0	0,5	1	1	4	5
	1	0	3	4	4	7	8
—5,0 ...—9,9	0	0	0	0,2	0,1	0,1	0,3
	0	0	0	2	1	2	1
Январь							
Одесса							
0,0 ...—4,9	6	9	12	11	15	11	9
	11	13	19	18	19	13	15
—5,0 ...—9,9	0,2	2	5	6	7	8	10
	1	6	9	7	10	10	11
—10,0 ...—14,9	0	0,2	0	1	1	3	6
	0	1	0	3	2	5	10
—15,0 ...—19,9	0	0	0	0	0	0	2
	0	0	0	0	0	0	4
Ялта							
0,0 ...—4,9	0	1	3	4	5	7	11
	0	3	9	8	8	14	14
—5,0 ...—9,9	0	0,1	0	0,1	0	1	2
	0	1	0	1	0	4	5
—10,0 ...—14,9	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0
Февраль							
Одесса							
0,0 ...—4,9	4	8	12	12	12	13	6
	7	11	17	18	14	19	14
—5,0 ...—9,9	0	1	3	4	9	7	9
	0	3	5	6	10	8	13

Средняя суточная температура, °С	Пределы отклонений средней месячной температуры, °С						
	> 2,5	2,0	1,0	0	−1,0	−2,0	< (−2,5)
−10,0... −14,9	0	1	0	1	0,1	2	6
	0	5	0	4	1	3	14
−15,0... −19,9	0	0	0	0,1	0	0	3
	0	0	0	1	0	0	6
−20,0... −24,9	0	0	0	0	0	0	0,3
	0	0	0	1	0	0	2
Ялта							
0,0... −4,9	0,5	1	1	3	6	8	9
	2	3	4	8	8	13	15
−5,0... −9,9	0	0	0,2	0,3	0,1	1	2
	0	0	1	4	1	3	7
−10,0... −14,9	0	0	0	0	0	0	0,2
	0	0	0	0	0	0	1
Март							
Одесса							
0,0... −4,9	2	2	3	7	8	14	13
	4	4	8	10	13	18	14
−5,0... −9,9	0	0	0	1	0,5	2	6
	0	0	0	2	3	3	7
−10,0... −14,9	0	0	0	0	0	0,2	1
	0	0	0	0	0	0,1	3
Ялта							
0,0... −4,9	0	0	0,3	1	1	3	6
	0	0	2	4	3	6	10
−5,0... −9,9	0	0	0	0	0	0,1	0,4
	0	0	0	0	0	1	1
−10,0... −14,9	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0

Таблица 3.12

Наибольшая непрерывная продолжительность отрицательной средней суточной температуры воздуха, сут

Станция	Пределы отклонений средней месячной температуры, °С						
	> 2,5	2,0	1,0	0	−1,0	−2,0	< −2,5
Ноябрь							
Одесса	0	1	3	3	3	6	9
Керчь	0	2	3	3	4	8	10
Ялта	0	0	1	1	2	2	5
Декабрь							
Одесса	4	10	8	13	14	18	22
Керчь	3	5	8	12	15	11	20
Ялта	1	0	3	3	3	7	9
Январь							
Одесса	6	8	18	15	20	14	19
Керчь	7	12	13	15	21	17	31
Ялта	0	3	8	4	6	7	12
Февраль							
Одесса	4	7	18	13	19	25	27
Керчь	7	7	15	17	20	13	28
Ялта	1	1	5	8	9	9	7
Март							
Одесса	4	4	10	9	9	15	15
Керчь	1	5	7	7	7	7	13
Ялта	0	0	2	2	2	1	5

[1], дни со средней суточной температурой от 20,1 до 25,0 °С относятся к умеренно жарким, а со средней суточной температурой выше 25 °С — к жарким.

В июле и августе умеренно-жаркая погода наблюдается в среднем 20 сут в месяц (на юге Кавказского и Анатолийского побережья — до 25 сут), а жаркая — на севере побережья — от 3 до 9 сут, на ЮБК — 10—11, на юге Кавказского побережья от 2 до 7 дней. Отдельные годы отличаются более длительными и устойчивыми периодами жаркой погоды.

На севере моря и ЮБК дни со средней суточной температурой воздуха от 25,1 до 30,0 °С возможны с мая по сентябрь; а на юге моря и побережья с марта по ноябрь. Максимум повторяемости жарких дней для всего моря и побережья приходится на июль — август. В особо жаркие дни средняя суточная температура достигает 32—33 °С. На севере моря такая температура наблюдается 1—2 раза за 100 лет, на ЮБК и юге моря 2—4 раза в 10 лет. Летом, когда средняя суточная температура повышается до 30 °С и выше, максимальная температура воздуха достигает 35—40 °С.

В суточном ходе температуры воздуха над побережьем и открытым морем отмечается один максимум и один минимум. Большую часть года максимум температуры воздуха на побережье наступает в 13—14 ч. И только летом на 1—2 ч позже. Минимум температуры воздуха зимой наблюдается в 6—8 ч, весной и осенью — в 5—6 ч, летом —4—5 ч. Вследствие малого числа наблюдений над открытым морем лишь ориентировочно можно отметить, что наступление экстремальных значений температуры воздуха над морем запаздывает по сравнению с сушей на 1—2 ч [66].

Суточная изменчивость температуры воздуха, выражаемая разностью температуры самого теплого и самого холодного часа, наименьшая зимой, наибольшая летом, за исключением юго-восточного побережья, где она наибольшая осенью.

Суточный ход температуры воздуха в зимнее время года более сглажен на северо-западе моря, чем на юго-востоке: суточные изменения температуры воздуха от 1—6 °С в Одессе возрастают до 5—7 °С в Поти.

Весной и осенью изменчивость температуры отдельных районов моря и побережья различается мало, за исключением юго-восточного участка, где осенью суточная амплитуда на 1,5—2,0 °С больше, чем в остальных районах.

Летом суточный ход температуры характеризуется большей изменчивостью на северо-западе побережья, меньшей — на юго-востоке, но различия между районами меньше, чем зимой.

С удалением от берега в море суточная изменчивость температуры воздуха уменьшается.

Междусуточная изменчивость температуры воздуха в холодное время года в 2—3 раза больше, чем летом. Уменьшение междусуточной изменчивости температуры воздуха происходит с севера на юг моря. Но различия между крайними северными и южными районами меньше, чем сезонные различия. Повышение температуры от суток к суткам наблюдается чаще, чем понижение, но похолодания бывают более интенсивными. В отдельных случаях понижение температуры от суток к суткам составляет более 10—15 °С, в то время как рост температуры очень редко превышает 10 °С [66].

Таблица 3.13

Примеры суточных изменений температуры воздуха в дни с фёнами

Дата	Время, ч	Температура, °С	Дата	Время, ч	Температура, °С	Дата	Время, ч	Температура, °С
Севастополь			Ялта			Батуми		
16 IV 1937	01	8,4	30 III 1952	01	8,0	14 III 1973	03	5,0
	07	20,9		07	10,0		09	8,4
	13	21,6		13	15,2		15	14,5
	19	12,1		19	27,8		21	15,5
			31 III 1952	01	16,5	15 III 1973	03	16,1
4 IV 1964	01	7,1	15 III 1972	03	2,4		09	22,0
	07	11,9		09	7,9		15	21,2
	13	16,2		15	10,4		21	8,9
	19	25,4		21	7,0	3 IV 1977	03	10,7
				03	8,2		09	12,9
5 IV 1964	01	21,4	16 III 1972	09	14,7		15	20,5
	07	14,7		15	14,8		21	26,0
				21	12,0	4 IV 1977	03	27,3
7 III 1976	09	—1,4					09	17,3
	15	3,8	28 IV 1977	21	9,1	27 III 1980	03	6,7
	21	1,8	29 IV 1977	03	10,1		09	8,1
				09	19,9		15	13,2
8 III 1976	03	3,8		15	19,1		21	22,0
	09	9,4	29 IV 1977	21	21,2	28 III 1980	03	24,4
	15	14,1	30 IV 1977	03	20,3		09	25,1
	21	8,6	12 II 1979	21	3,8		15	16,2
							21	12,9
31 III 1977	03	7,9	13 II 1979	03	4,8	16 V 1980	03	8,7
	09	9,8		09	6,2		09	14,5
	15	20,7		15	10,0		15	16,7
	21	19,1		21	15,9		21	14,6
						17 V 1980	03	11,5
1 IV 1977	03	18,7	14 II 1979	03	15,7		09	17,7
	09	15,5		09	10,8		15	25,9
	15	24,1					21	25,6
	21	10,8	28 IV 1977	21	9,1	18 V 1980	03	15,1
			29 IV 1977	03	10,1	19 III 1981	03	9,8
29 IV 1977	03	7,2		09	19,9		09	13,6
	09	9,7		15	19,1		15	22,4
	15	22,4		21	21,2		21	26,3
	21	18,8	30 IV 1977	03	20,3	20 III 1981	03	15,6
				09	11,2	2 V 1980	03	8,1
31 V 1980	03	13,7					09	14,6
	09	17,7	24 V 1978	03	12,0		15	20,6
	15	30,0		09	18,3		21	24,0
	21	27,4		15	24,6	3 V 1980	03	21,8
				21	18,3			

4. ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА

Представление о режиме влажности воздуха над Черным морем и его побережьем можно получить из ряда работ, обобщающих имеющиеся наблюдения на гидрометеорологических станциях с 1881 г., а также данные судов с 1910 г. [24, 32, 65, 66]. Наиболее полной из них является «Справочник по климату Черного моря» [66], в котором приведены сведения по 1965 г. Поэтому уточнение режима влажности над Черным морем и его побережьем выполнено на основе ранее изданных материалов, с учетом данных наблюдений за период с 1966 по 1985 г.

Анализ базируется на обработке наблюдений 35 гидрометеорологических станций и более 50 тыс. судовых наблюдений. Следует отметить, что практически ни одна из станций не имеет полного ряда наблюдений. На некоторых станциях (Скадовск, Тарханкут—маяк, Ялта—порт, Одесса—порт, Новороссийск) в связи с переносом места наблюдений однородность ряда нарушена.

По отдельным станциям климатические нормы упругости водяного пара и относительной влажности были уточнены с учетом последних наблюдений. Сравнение их с помещенными в [66] показало, что расхождения лежат в пределах точности вычисления норм. Поэтому дальнейшее уточнение их нецелесообразно.

Для оценки степени многолетней изменчивости влажности воздуха по 11 станциям, расположенным вдоль всего советского побережья, подсчитаны средние квадратические отклонения (СКО).

Полученные статистические характеристики представлены в табл. 4.1, 4.2. Максимальные и минимальные значения рассчитаны из средних месячных. Средние многолетние годовые величины парциального давления водяного пара и относительной влажности вычислены из средних годовых за каждый год.

Изменение влажности во времени и пространстве определяется циркуляцией, притоком солнеч-

Таблица 4.1

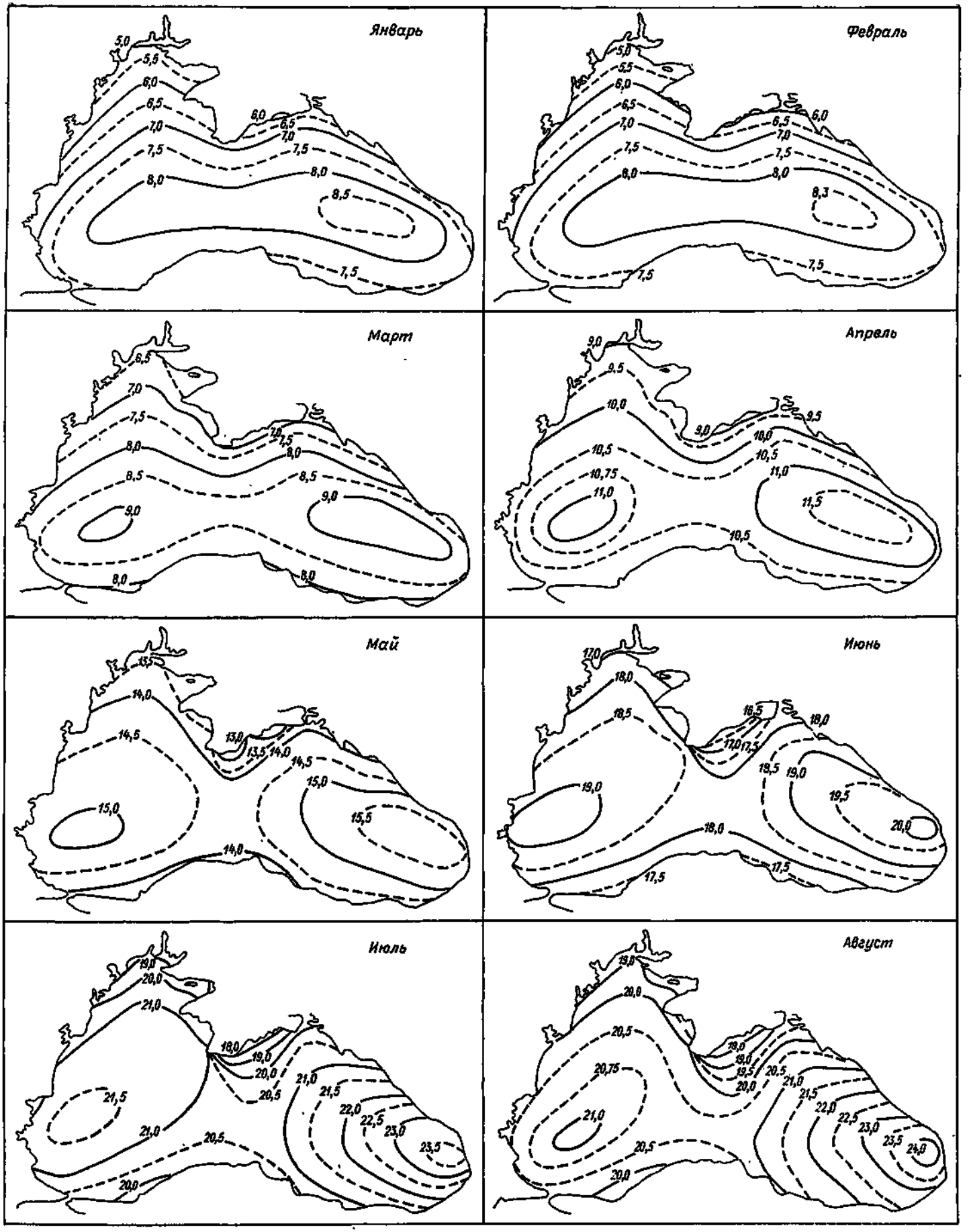
Статистические характеристики парциального давления водяного пара, гПа

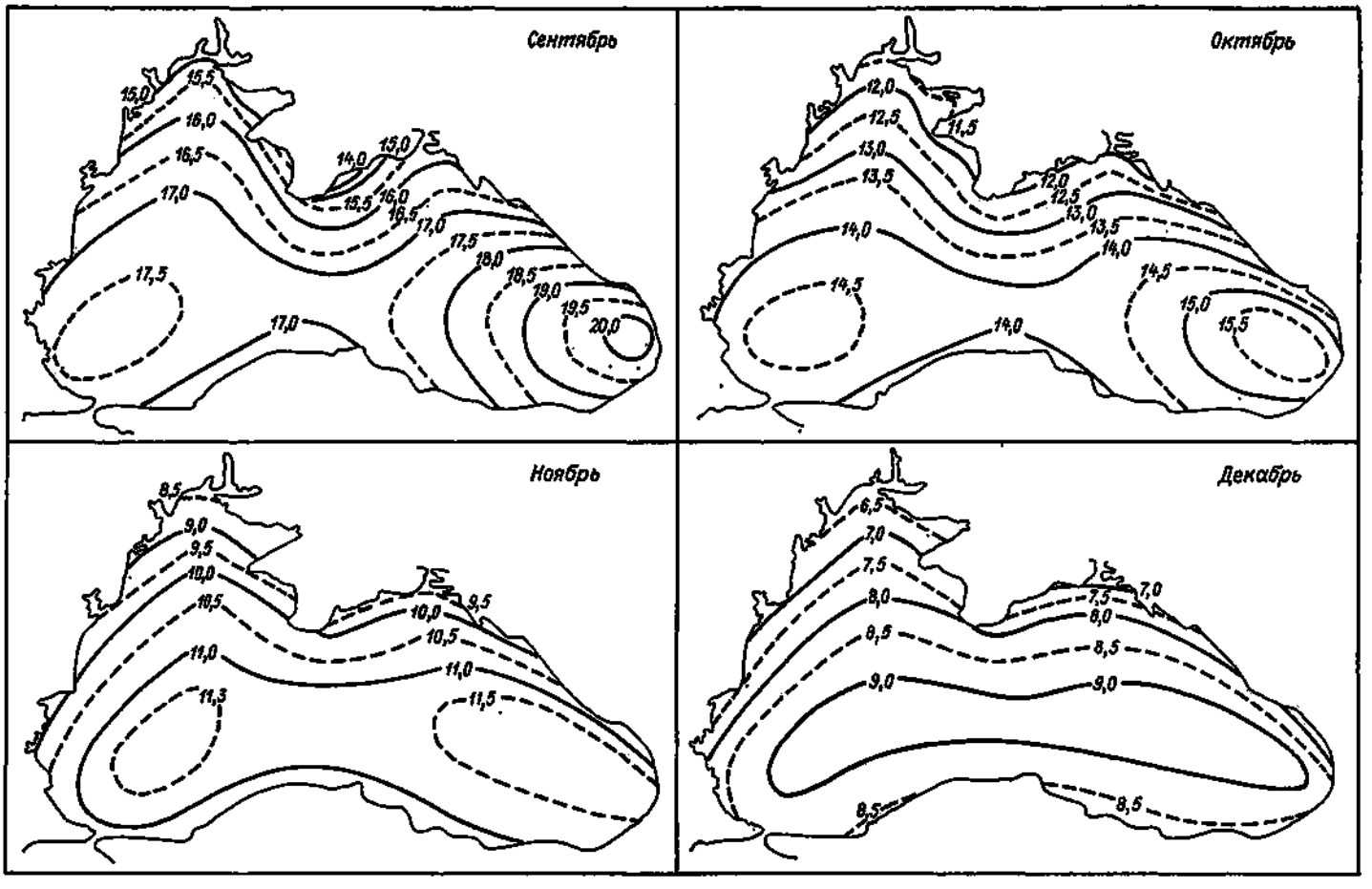
Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Одесса													
Среднее	5,0	4,9	6,1	8,8	13,0	16,4	18,0	17,6	14,3	10,9	8,4	6,0	10,8
СКО	1,0	1,0	0,8	0,9	1,2	1,4	1,3	1,4	1,7	2,0	1,5	1,0	0,5
Наибольшее из средних	6,9	7,0	7,6	11,0	15,5	20,7	21,3	20,7	19,6	16,9	12,5	9,5	12,0
Наименьшее из средних	2,8	2,4	4,4	7,2	10,5	12,5	15,4	14,2	10,2	6,5	4,8	3,9	8,6
Очаков													
Среднее	4,6	4,8	6,0	8,8	13,0	16,6	18,2	17,6	14,2	10,5	8,1	5,8	10,6
СКО	1,0	1,0	0,9	1,1	1,2	1,9	1,6	1,6	1,7	1,8	1,2	1,0	0,6
Наибольшее из средних	6,8	7,1	8,1	12,0	16,0	23,3	23,3	22,0	19,7	14,3	10,1	9,0	12,9
Наименьшее из средних	2,1	2,0	4,3	7,2	10,7	13,5	15,6	14,8	11,1	6,6	4,9	3,6	9,5
Евпатория													
Среднее	5,8	5,7	6,7	9,3	13,1	16,8	18,9	18,0	14,5	11,5	9,1	6,9	11,4
СКО	1,2	1,2	0,9	0,9	1,1	1,2	1,2	1,5	1,4	1,9	1,4	1,1	0,4
Наибольшее из средних	9,1	8,2	8,4	11,6	15,7	20,0	21,6	22,3	17,6	15,2	12,4	9,6	12,5
Наименьшее из средних	3,3	2,5	4,5	7,5	10,7	14,9	16,8	14,7	11,7	6,7	5,1	4,6	10,6
Севастополь													
Среднее	6,3	6,1	6,8	9,0	12,7	16,4	19,0	18,4	14,7	11,6	9,4	7,3	11,5
СКО	1,1	1,0	0,8	0,8	1,1	1,2	1,3	1,4	1,3	1,7	1,2	1,0	0,4
Наибольшее из средних	8,9	8,2	8,5	10,9	15,2	19,2	23,6	21,6	18,7	15,7	11,9	9,4	12,6
Наименьшее из средних	4,2	3,7	5,2	7,2	9,6	14,3	16,4	14,9	11,9	7,1	6,2	5,1	10,5
Ялта													
Среднее	6,3	6,2	6,8	8,8	12,5	15,7	17,5	16,8	13,7	11,4	9,1	7,4	11,0
СКО	1,0	1,0	0,8	0,8	1,1	1,2	1,5	1,6	1,5	1,6	1,3	1,0	0,5
Наибольшее из средних	8,3	8,1	8,8	10,9	14,9	18,7	23,0	21,1	18,4	15,1	11,7	9,3	12,4
Наименьшее из средних	4,1	4,0	4,8	6,8	9,6	13,2	13,9	13,6	10,8	7,2	5,8	5,4	9,8
Алушта													
Среднее	6,1	6,1	6,6	9,1	13,0	16,1	18,0	17,8	13,9	11,2	9,2	7,2	11,2
СКО	1,1	1,1	0,9	0,9	1,0	1,2	1,1	1,2	1,4	1,7	1,3	1,1	0,4
Наибольшее из средних	8,2	8,1	8,8	11,2	15,3	19,0	20,7	20,9	17,6	14,8	11,5	9,5	12,1
Наименьшее из средних	3,6	3,9	4,3	7,7	11,0	13,8	15,9	15,0	11,1	7,1	5,4	4,8	10,1
Феодосия													
Среднее	5,8	5,7	6,6	8,9	12,6	15,8	17,5	14,4	14,3	11,4	9,0	7,0	11,0
СКО	1,1	1,2	0,8	0,9	1,2	1,3	1,5	1,6	1,5	1,8	1,4	1,2	0,5
Наибольшее из средних	8,9	8,2	8,2	11,6	15,7	19,0	21,5	21,8	18,6	15,6	12,0	10,4	12,2
Наименьшее из средних	3,2	2,2	4,3	7,3	9,9	13,1	14,7	13,7	11,1	7,0	4,9	4,4	10,6
Новороссийск													
Среднее	6,0	6,0	6,8	9,3	13,4	17,2	19,2	18,2	14,5	11,5	9,0	7,2	11,5
СКО	1,2	1,1	0,9	1,0	1,1	1,3	1,4	1,9	1,6	1,8	1,8	1,2	0,5
Наибольшее из средних	8,6	8,6	8,7	12,0	15,3	19,9	23,5	22,4	17,9	15,2	11,3	9,7	12,9
Наименьшее из средних	3,2	3,3	4,7	7,4	11,2	14,7	16,4	13,7	11,3	7,0	5,4	4,7	10,4
Туапсе													
Среднее	6,2	6,3	7,0	9,8	13,9	18,0	20,7	20,2	15,7	11,8	9,3	7,3	12,2
СКО	1,1	1,1	0,8	0,8	1,0	1,4	1,3	1,5	1,5	1,8	1,2	0,9	0,5
Наибольшее из средних	8,1	8,4	8,8	11,7	16,2	20,7	23,1	23,2	19,2	15,8	11,2	8,8	13,3
Наименьшее из средних	3,9	4,2	5,7	8,5	12,3	15,8	18,6	17,6	13,0	8,0	6,1	5,4	11,4
Поти													
Среднее	6,7	6,9	8,2	10,7	15,0	19,5	23,3	23,9	19,2	14,4	10,3	7,6	13,7
СКО	0,8	0,8	0,8	0,8	1,1	1,4	1,6	1,6	1,5	1,5	1,1	0,9	0,6
Наибольшее из средних	8,6	8,8	10,5	12,5	17,5	23,6	26,1	27,7	23,1	17,9	12,7	9,5	14,9
Наименьшее из средних	5,3	5,2	6,1	9,0	12,4	17,2	19,9	20,5	16,1	11,4	7,6	5,3	12,3
Батуми													
Среднее	7,4	7,5	8,4	10,7	14,9	18,8	22,0	22,7	19,3	15,0	11,5	8,4	13,9
СКО	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	1,3	1,2	1,6	1,4	1,5	1,6	0,9	0,5
Наибольшее из средних	9,7	9,1	10,3	12,8	17,3	22,4	24,8	27,6	22,9	18,3	14,0	10,0	15,0
Наименьшее из средних	5,6	6,0	6,5	8,6	13,4	16,4	19,9	19,6	16,0	11,0	8,8	6,0	12,7

Таблица 4.2

Статистические характеристики относительной влажности, %

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Одесса													
Среднее	85	84	82	77	74	71	68	72	77	84	84	86	77
СКО	4,3	4,5	4,4	5,0	3,9	4,7	5,0	4,8	6,2	4,7	4,6	4,1	2,3
Наименьшее из средних	72	71	66	63	66	61	57	52	59	62	73	78	71
Наибольшее из средних	95	92	91	85	82	83	79	80	83	89	91	94	93
Очаков													
Среднее	86	84	83	76	72	70	67	67	71	78	86	87	77
СКО	6,8	8,9	4,4	5,5	6,3	6,8	5,7	5,6	5,2	5,2	4,1	5,0	2,8
Наименьшее из средних	47	30	72	65	56	59	56	54	59	65	73	62	71
Наибольшее из средних	95	95	95	91	90	92	81	77	84	88	92	95	86
Евпатория													
Среднее	86	84	81	80	75	71	67	66	70	78	84	86	77
СКО	2,8	3,3	2,9	3,8	4,4	4,4	4,2	5,7	4,2	3,9	2,9	2,5	1,5
Наименьшее из средних	80	71	74	67	64	61	58	54	59	65	79	80	74
Наибольшее из средних	92	92	87	84	84	79	75	78	80	85	93	91	80
Севастополь													
Среднее	79	78	75	73	74	71	70	69	71	75	78	79	71
СКО	3,0	3,3	4,1	4,0	4,2	3,5	3,3	3,4	3,6	3,3	3,2	3,3	1,4
Наименьшее из средних	72	69	65	60	60	63	64	60	62	62	71	70	71
Наибольшее из средних	86	92	83	80	85	79	78	76	78	81	85	88	78
Ялта													
Среднее	74	74	72	70	65	60	58	62	70	72	75	69	70
СКО	4,5	5,3	4,5	4,8	4,7	4,9	5,1	5,1	4,6	5,4	4,8	2,2	3,5
Наименьшее из средних	65	59	61	54	55	55	48	47	52	58	65	62	62
Наибольшее из средних	84	86	84	80	85	77	73	70	74	82	86	88	76
Алушта													
Среднее	76	76	74	74	75	69	63	63	66	74	78	77	72
СКО	4,4	4,9	4,8	4,2	4,2	4,4	4,1	4,2	4,3	4,6	4,1	4,5	1,7
Наименьшее из средних	64	62	64	65	66	60	55	54	59	60	67	67	66
Наибольшее из средних	85	85	86	82	85	77	72	71	77	81	86	85	75
Феодосия													
Среднее	83	82	78	72	69	65	60	62	67	75	81	84	73
СКО	3,0	3,0	3,8	4,4	4,6	4,6	4,8	5,0	4,0	4,0	3,9	2,9	1,5
Наименьшее из средних	76	74	70	56	58	55	49	52	58	64	74	73	70
Наибольшее из средних	89	88	86	82	81	76	71	72	76	83	91	89	77
Новороссийск													
Средне	75	75	73	72	74	71	66	63	65	70	74	76	71
СКО	4,6	4,4	3,6	5,3	4,4	4,8	5,5	6,5	4,8	4,8	4,2	3,6	2,1
Наименьшее из средних	61	62	64	57	61	54	52	47	51	57	62	66	66
Наибольшее из средних	84	87	80	87	83	82	79	76	78	78	83	84	76
Туапсе													
Среднее	69	69	68	73	76	75	73	71	70	71	70	71	71
СКО	4,6	3,1	2,9	4,7	3,4	3,0	3,2	4,2	3,8	4,2	4,0	3,5	1,4
Наименьшее из средних	58	62	64	66	71	66	63	63	61	62	62	63	67
Наибольшее из средних	71	73	74	88	83	79	77	77	78	78	78	78	73
Поти													
Среднее	72	72	74	77	81	81	83	82	78	78	73	71	77
СКО	5,3	5,2	4,2	3,9	2,9	2,2	2,3	2,6	3,4	3,3	4,7	5,4	1,5
Наименьшее из средних	56	55	63	67	74	75	74	78	75	71	60	56	73
Наибольшее из средних	85	85	81	86	88	85	87	89	88	84	83	83	80
Батуми													
Среднее	74	76	79	79	81	78	79	81	82	82	80	74	79
СКО	4,0	5,4	3,7	3,0	2,3	2,0	2,7	2,2	2,2	2,4	4,0	4,4	1,5
Наименьшее из средних	68	60	72	71	77	74	73	76	77	78	68	65	76
Наибольшее из средних	86	90	87	86	87	82	90	85	87	88	87	82	83


Январь
5,0
5,5
6,0
6,5
7,0
7,5
8,0
8,5
Февраль
8,3
Март
9,0
Апрель
9,5
10,0
10,5
10,75
11,0
11,5
Май
13,5
14,0
14,5
15,0
15,5
Июнь
17,0
17,5
18,0
18,5
19,0
19,5
20,0
Июль
20,5
21,0
21,5
22,0
22,5
23,0
23,5
Август
20,75
24,0



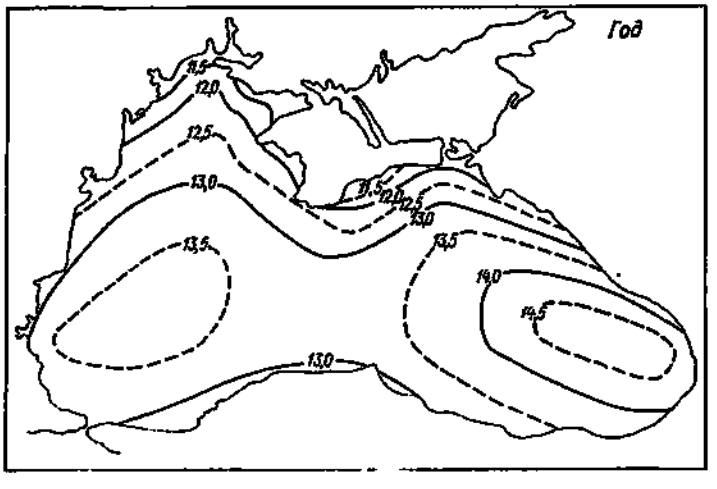


Рис. 4.1. Распределение абсолютной влажности, гПа.

ной радиации, процессами испарения и конденсации [42]. Влажность приводного слоя зависит от активности процессов взаимодействия атмосферы и водной поверхности. В прибрежных районах в результате относительной трансформации воздушной массы наблюдается бризовая циркуляция, влияние которой распространяется в море на 8—10 км и в глубь континента на 20—40 км [66]. Дневной бриз приносит дополнительную влагу с моря на сушу, чем оказывает влияние на суточный ход влажности. Частое повторение бризов в летнее время вносит вклад в сезонную изменчивость. Очертание и рельеф берегов, например, отроги Крымских и Кавказских гор, вплотную подступающие к морю, формируют мезомасштабные особенности циркуляции — фёны, бора, приносящие сухой воздух с гор.

Основная характеристика влажности воздуха — упругость водяного пара (парциальное давление пара). Ее внутригодовые изменения аналогичны годовому ходу температуры воздуха. В теплую половину года, вследствие увеличения притока солнечной радиации и активизации процессов испарения, парциальное давление водяного пара более высоко, чем в холодный период. Наименьшие значения отмечаются в январе с повторяемостью более 60 % и в феврале в более 30 % случаев; наибольшие — в июле и августе с равной вероятностью 50 %. В течение всего года наименьшие значения парциального давления водяного пара встречаются на северо-западе (4,7—20,0 гПа на побережье и 5,0—21,0 гПа над морем). Увеличение значений происходит в юго-восточном направлении (до 7,2—23,4 гПа на побережье и 8,0—24,0 гПа над морем).

В холодное время года пространственное распределение парциального давления водяного пара над морем аналогично распределению температуры (рис. 4.1). Изменчивость от месяца к месяцу составляет 0—1,5 гПа. В северо-восточном районе изолинии располагаются в широтном направлении, в центральном — однородное поле, в северо-западном — изолинии парциального давления водяного пара распределены в виде гребня с осью, проходящей в центре района в меридиональном направлении, в юго-восточном — конфигурация изолиний в виде гребня, но ось его пролегла в широтном направлении, в юго-западном районе отмечается

область повышенных значений парциального давления водяного пара.

В теплый период, с апреля по октябрь, происходит перестройка поля влажности. В юго-восточном районе также появляется область повышенных значений парциального давления водяного пара. Она, как и аналогичная ей в юго-западном районе, лежит в области больших глубин и сохраняется в течение всего теплого периода, достигая наибольшего развития летом. В северо-восточном районе

Размах суточного хода парциального давления водяного пара в теплую половину года больше, чем в холодную. На побережье в июле составляет 2—5 гПа, в январе — меньше 1 гПа. В приводном слое несколько ниже. Отличительной особенностью суточной изменчивости парциального давления водяного пара на побережье летом является плосковершинность кривых распределения из-за сравнительно большой повторяемости бризов, приносящих днем дополнительную влагу [39].

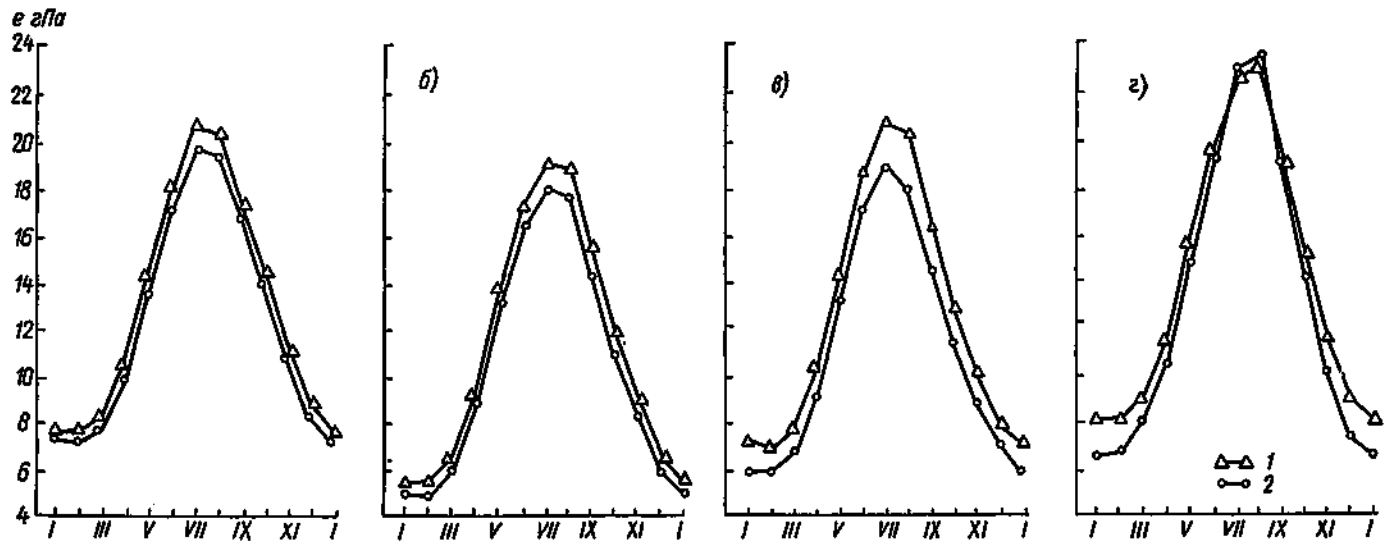


Рис. 4.2. Годовой ход парциального давления водяного пара над морем (*1*) и над побережьем (*2*).
а — юго-западный район; *б* — северо-западный; *в* — северо-восточный; *г* — юго-восточный.

моря изолинии протянулись с северо-востока на юго-запад. От июля к августу изменчивость парциального давления водяного пара составляет 0—1,5 гПа. В переходные сезоны она увеличивается до 2,0—4,5 гПа.

В течение всего года парциальное давление водяного пара над морем выше, чем над побережьем (рис. 4.2). Особенно велика разница зимой и летом (до 2 гПа). На влажность прибрежных районов большое влияние оказывает различие условий нагревания суши и моря, а также местные особенности циркуляции, связанные с орографией и рельефом побережья [37]. Поэтому здесь отмечаются наибольшие горизонтальные градиенты, увеличивающиеся от зимы к лету.

Режим влажности воздуха в центре моря и в прибрежных районах не одинаков. Центральные районы отличаются более однородным распределением парциального давления водяного пара. Здесь встречаются наименьшие горизонтальные градиенты, особенно зимой.

В отдельные дни и месяцы парциальное давление водяного пара может значительно отличаться от климатической нормы. Экстремальные суточные значения парциального давления водяного пара могут превышать СКО в 2—3 раза. Наименьшие значения наблюдаются в суровые зимы, наибольшие — в очень жаркие лета, что также связано с общей циркуляцией.

Наиболее высокие значения над Черным морем были зафиксированы 11—15 августа 1957 г. в северо-западной его части (27—29 гПа), в центре моря и его восточной части (26—28 гПа) [66].

Многолетние изменения парциального давления водяного пара, изученные по данным станций Поти, Севастополь, Одесса для июля, января и годовых значений, хорошо согласуются с характером изменения температуры воздуха. Графики скользящих 11-летних средних выбраны по методу работы [69] (рис. 4.3).

В последние пятнадцать лет значимых трендов рядов парциального давления водяного пара, оцененных по критерию работы [8], не обнаружено, за исключением ст. Одесса, где нарушена однородность ряда из-за переноса места наблюдений.

Межгодовые изменения парциального давления водяного пара невелики, СКО колеблется в пределах 0,8—2,0 гПа. Наибольшие значения зафиксированы в переходные сезоны, когда значительна естественная изменчивость среднего парциального давления водяного пара. Точность расчета норм составляет 0,1—0,2 гПа.

Относительная влажность воздуха — процентное отношение парциального давления водяного пара в атмосфере к давлению насыщенного водяного пара при данной температуре [70]. Эта величина в меньшей степени зависит от температуры воздуха, чем парциальное давление водяного пара, поэтому наиболее наглядно отражает влагосодержание воздуха.

Изменение относительной влажности на побережье Черного моря исследовалось по районам, выделенным в работе [66]. Первый охватывает участки от Одессы до Севастополя и от Карадага до Туапсе, второй — побережье Крыма от Севасто-

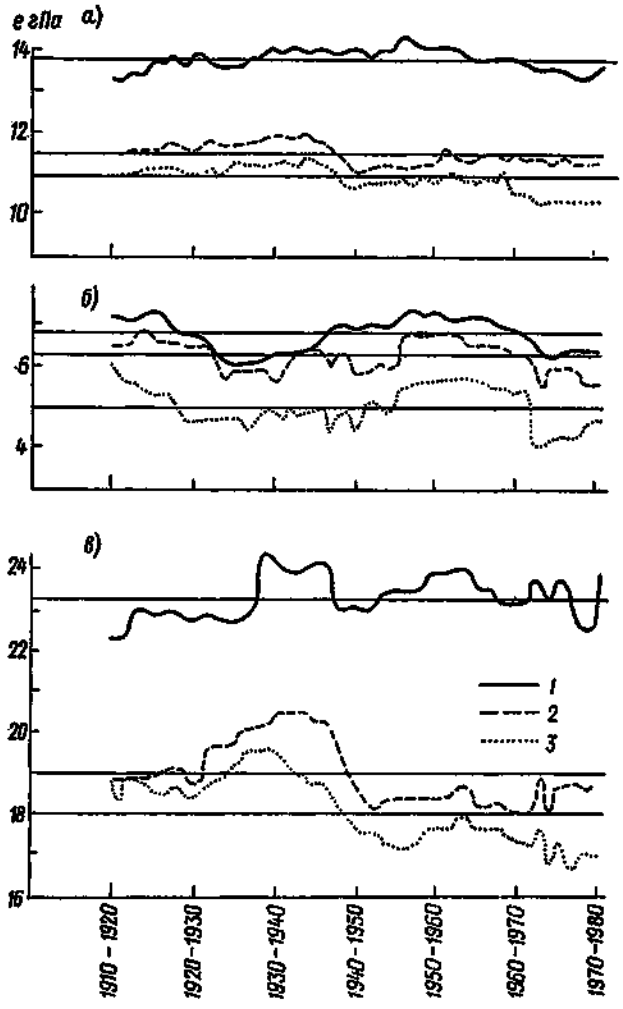


Рис. 4.3. Многолетние изменения среднего годового и среднего месячного парциального давления водяного пара.

1 — Поти; *2* — Севастополь; *3* — Одесса; *а* — годовая; *б* — январь; *в* — июль.

поля до Карадага, третий — от Туапсе до Батуми (рис. 4.4).

В первом районе годовой ход относительной влажности наиболее четко выражен и обратен ходу парциального давления водяного пара. Его изме-

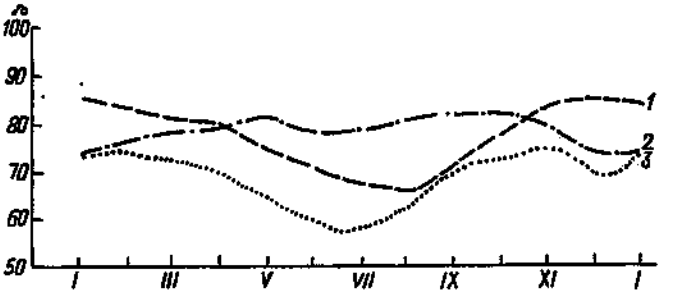


Рис. 4.4. Годовой ход относительной влажности, %. Евпатория — *1*; Батуми — *2*; Ялта — *3*.

нения около 20 %. Наибольшие значения наблюдаются в декабре—январе (84—87 %), а наименьшие в июле—августе (60—64 %). Во втором районе изменения годового хода меньше и составляют немногим более 10 %. Значения относительной влажности ниже, чем в первом районе. Наибольшая влажность отмечена зимой (70—78 %), в летнее время она уменьшается до 60—69 %. Третий район включает в себя климатическую провинцию влажных субтропиков (от Туапсе до Адлера) с муссонной циркуляцией [36]. Отроги высоких горных хребтов подходят к береговой полосе, защищают побережье от восточных и северо-восточных потоков арктических и полярных воздушных масс. Контраст температуры воздуха суша—море создает в суточном ходе бризовую, а в годовом — муссонную циркуляцию. Размах годового хода относительной влажности здесь невелик, менее 10 %, кривые годового хода относительной влажности параллельны.

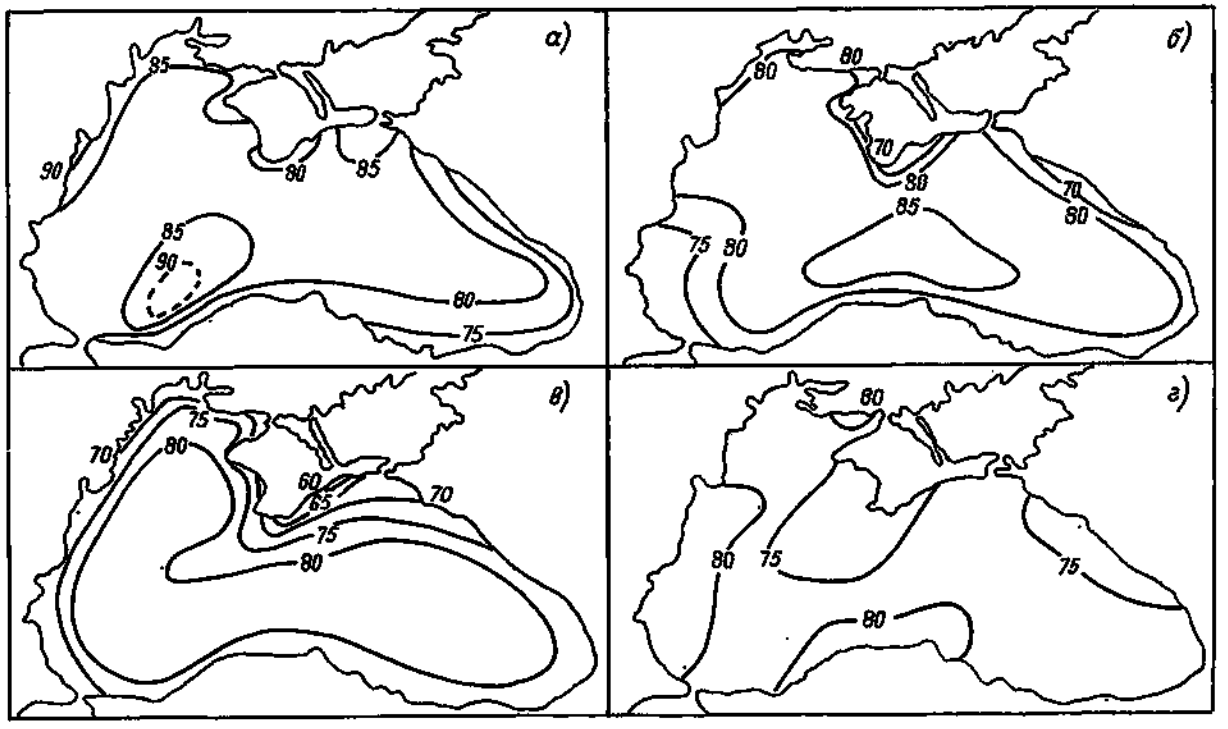


Рис. 4.5. Средняя месячная относительная влажность, %.

а — январь; *б* — апрель; *в* — июль; *г* — октябрь.

Относительная влажность по морю меняется незначительно [46]. Распределение ее значений представлено на рис. 4.5. Относительная влажность возрастает в сторону моря. В центре его она выше, чем на побережье, на 2—7 %, а весной и осенью, когда температурные контрасты между морем и побережьем увеличиваются, на 9—14 % [66].

В теплое полугодие в распределении относительной влажности по морю прослеживаются те же закономерности, что и в распределении парциального давления водяного пара. Летом наибольшие значения отмечаются на юго-востоке и юго-западе (80—85 %), наименьшие — на северо-западе (76—78 %). Хотя поле относительной влажности более однородное, все-таки можно выделить области повышенных значений на юго-западе и юго-востоке.

В холодное время года наименьшие значения наблюдаются на юго-востоке (75—78 %), к северо-западу относительная влажность воздуха увеличивается до 85 %.

В юго-западном и северо-западном районах наименьшие средние значения отмечаются в декабре—январе. В районах моря, прилежащих к Южному берегу Крыма, максимум смещается

Таблица 4.3

Абсолютные минимальные значения относительной влажности, %

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Одесса												
Абсолютный минимум	19	36	15	14	18	22	18	18	21	23	29	22
Год	1973	1916	1972	1970	1976	1946, 1976	1972	1971, 1975	1973	1978	1969	1972
Очаков												
Абсолютный минимум	14	16	15	14	16	16	20	18	15	18	27	27
Год	1944	1976	1972	1957	1979	1979	1957	1970, 1971	1900	1910	1977	1913
Евпатория												
Абсолютный минимум	33	32	19	19	20	14	19	20	17	25	33	37
Год	1977	1958	1915	1967, 1972	1952, 1967, 1979	1921	1950	1921, 1969	1967	1928	1948	1925
Севастополь												
Абсолютный минимум	16	18	13	6	18	13	14	14	14	18	17	21
Год	1977	1979	1925	1937	1954	1974	1927, 1971	1950	1918	1966	1933	1932
Ялта												
Абсолютный минимум	11	10	5	17	17	14	15	18	21	14	11	10
Год	1964	1961	1954	1953	1953, 1966	1927	1918	1971	1929	1949, 1959	1958	1924
Алушта												
Абсолютный минимум	7	15	10	22	20	22	22	20	21	21	13	10
Год	1973	1961	1969	1967	1941	1947	1975	1946	1952	1935	1955	1972
Феодосия												
Абсолютный минимум	29	24	13	14	15	21	18	19	20	26	27	16
Год	1929	1943, 1958	1968	1967	1966	1947	1938	1921	1927	1948, 1951	1921	1958
Новороссийск												
Абсолютный минимум	10	12	17	14	19	17	16	10	18	12	17	10
Год	1972	1971, 1978	1973	1971	1934, 1974	1975, 1979	1972	1973	1975	1949	1918	1980
Туапсе, обсерватория												
Абсолютный минимум	11	19	7	11	14	24	24	24	19	12	6	19
Год	1970	1961, 1970, 1973	1952	1967	1966	1965	1971	1957	1969	1966	1963	1955
Поти												
Абсолютный минимум	19	15	16	15	17	22	19	21	29	20	20	19
Год	1936	1965	1934	1943	1920	1976	1938	1969	1971	1976	1976	1964
Батуми												
Абсолютный минимум	8	10	8	8	17	27	39	39	35	23	10	7
Год	1953	1962, 1972	1939	1957	1980	1980	1976	1968, 1977	1953	1973	1971	1975

к весне. Восточная половина моря характеризуется весенним максимумом. Наименьшие значения наблюдаются в августе и сентябре.

Максимумы и минимумы, по-видимому, связаны с усилением и ослаблением циклонической деятельности [13].

Суточный ход относительной влажности противоположен ходу температуры воздуха. В течение всего года ее максимум наблюдается ночью. На побережье в зависимости от времени года наступление его отмечается в промежутке между 24 и 5 ч, минимума — между 11 и 17 ч. Над морем время наступления ночного максимума сдвинуто к 22—2 ч. В северной половине моря минимум отмечается дважды, утром в 7—8 ч и во второй половине дня, между 14 и 19 ч. Над южной половиной моря наблюдается только один минимум — после полудня [66]. Средний размах суточного хода относительной влажности в холодное время года составляет 4—10 %, летом 15—19 %. Однако в отдельные дни при фёнах на юге Кавказского побережья и Южном берегу Крыма изменения относительной влажности могут иногда достигать 75—80 % [39].

Межгодовая изменчивость относительной влажности невелика. Наибольшие абсолютные отклонения от средней ±8 %; в 75 % случаев отклонения от средней не выходят за пределы ±2 % [66]. Точность вычисления норм 0,2—1,0 %.

В отдельные дни относительная влажность может отличаться от климатической нормы на 60—70 %. Сравнение наблюденных минимальных значений относительной влажности (табл. 4.3) с выбранными минимальными средними месячными значениями показало, что они могут отличаться на 50—60 %.

5. ОБЛАЧНОСТЬ И СОЛНЕЧНОЕ СИЯНИЕ

5.1. ОБЛАЧНОСТЬ

Общим условием, необходимым для образования и развития облаков, является небольшое пересыщение воздушной массы (относительная влажность $\geqslant$100 %) и наличие ядер конденсации. Пересыщение происходит в результате охлаждения воздуха ниже точки росы и дополнительного притока влаги. Оба эти процесса усиливают друг друга и часто приводят к образованию облака. Охлаждение воздуха может быть вызвано восходящими движениями воздуха, турбулентным теплообменом и излучением. Наиболее существенную роль играют два вида восходящих движений: конвекция, обусловленная термическими и динамическими причинами, и перемещение воздуха вдоль фронтальной поверхности. Термическая конвекция над морем создается чаще всего ночью, когда поверхность воды становится теплее прилегающих к ней слоев воздуха. Динамической конвекцией принято называть вертикальное перемещение воздуха перед клином холодного фронта, а также в зоне сходимости воздушных течений.

Кроме того, восходящие движения могут возникать при движениях вдоль поверхности теплого фронта и в результате подъема воздуха вдоль склонов, орографических поднятий и волновых движений, происходящих на поверхности соприкасающихся слоев воздуха, движущихся с различной скоростью [42].

Ранее облачность над Черным морем была проанализирована в работах [32, 33]. В работе [25] описана взаимосвязь преобладающих синоптических процессов над Черным морем и количественных характеристик облачности. Подробный статистический материал о режиме облачности над побережьем помещен в работах [33, 65], где дана оценка климатических норм среднего количества облаков, повторяемости ясного, полуясного и пасмурного состояния неба за месяц и в различное время суток, число ясных и пасмурных дней по общей и нижней облачности, а также повторяемость различных градаций нижней облачности при определенных градациях общей облачности. Данные за период 1936—1965 гг., помещенные в работе [65], и материалы судовых наблюдений легли в основу раздела «Облачность и солнечное сияние» справочника [66]. Были рассчитаны средний балл и повторяемость различных градаций облачности

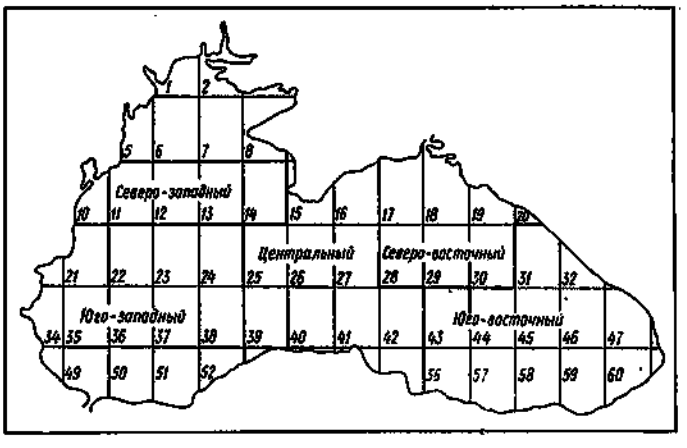


Рис. 5.1. Схема районов Черного моря [68].

над морем и коэффициенты устойчивости ясной и пасмурной погоды по месяцам для общей облачности и сезонные для нижней по побережью.

Основные показатели выбраны согласно работе [46]. Исследования, проведенные в данной работе, показали, что климатические нормы, характеризующие многолетний режим облачности над побережьем, помещенные в работе [66], устойчивы, добавление данных последних 15 лет к ряду наблюдений на гидрометеорологических станциях практически не изменяет их. Точность вычисления последних по 30-летнему ряду, согласно работе [71], составляет 0,5 балла.

Для сохранения преемственности средний балл и повторяемость градаций облачности рассчитывались по 1-градусным квадратам [66], а затем осреднены по районам (рис. 5.1).

Помещенный в табл. 5.1 средний балл облачности выбран в основном из работы [65], с добавлением данных по восьми опорным станциям, разме-

Таблица 5.1

Средняя месячная и годовая общая облачность, балл

Пункт наблюдений	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Вилково	7,0	7,1	6,7	5,6	5,3	4,4	2,9	2,9	3,5	5,2	7,2	7,3	5,4
Приморское	7,4	7,4	6,9	5,9	5,5	4,6	3,2	3,0	3,6	5,4	7,6	7,6	5,7
Белгород-Днестровский	7,3	7,4	6,7	5,5	5,2	4,5	3,2	3,0	3,5	5,2	7,5	7,4	5,5
Одесса	7,7	7,6	6,8	6,0	5,5	4,9	3,9	3,8	3,9	5,6	7,6	7,8	5,9
Очаков	7,5	7,6	6,8	5,8	5,3	4,4	3,3	3,2	3,6	5,4	7,5	7,8	5,7
Тендровский маяк	7,6	7,5	6,7	5,7	5,4	4,2	3,0	3,2	3,8	5,4	7,4	8,1	5,7
Скадовск	7,7	7,6	6,9	5,8	5,1	4,2	2,8	2,8	3,4	5,2	7,4	7,9	5,6
Хорлы	7,5	7,5	6,7	5,9	5,2	4,3	2,9	3,0	3,5	5,1	7,3	8,0	5,6
Стерегущий	7,8	8,0	7,1	5,8	5,3	4,2	2,7	2,9	3,6	5,4	7,6	8,2	5,7
Черноморское	8,0	8,0	7,0	5,7	5,2	3,9	2,4	2,6	3,5	5,4	7,4	8,1	5,6
Евпатория	7,6	7,9	7,0	5,8	5,4	4,0	2,5	2,6	3,2	5,0	7,0	7,9	5,5
Севастополь	7,7	7,8	7,0	6,0	5,5	3,9	2,6	2,7	3,2	5,0	6,7	7,4	5,5
Херсонесский маяк	8,0	8,2	7,1	6,2	5,6	3,9	2,7	2,7	3,5	5,2	7,0	7,9	5,7
Ялта, порт	7,5	7,8	7,1	6,2	5,6	4,0	2,7	2,7	3,5	5,2	6,7	7,4	5,5
Алушта	7,6	7,8	7,1	6,5	6,0	4,2	2,8	2,8	3,6	5,4	6,7	7,5	5,7
Карадаг	7,8	8,0	7,5	6,5	5,8	4,4	3,0	3,1	3,9	5,5	7,2	7,9	5,9
Феодосия	8,0	8,3	7,5	6,4	5,6	4,4	3,0	3,1	3,8	5,5	7,4	8,1	5,9
Керчь, порт	8,8	8,0	7,3	6,2	5,4	4,3	2,9	2,9	3,7	5,6	7,2	8,1	5,9
Новороссийск	7,1	7,4	7,1	6,6	6,1	4,6	3,2	3,0	3,4	5,0	5,5	6,9	5,5
Туапсе	7,1	7,5	7,2	7,1	6,4	5,1	4,0	3,7	4,2	5,1	6,2	7,0	5,9
Поти, порт	6,9	7,1	7,0	6,8	6,4	5,4	5,9	6,1	5,1	5,2	6,0	6,7	6,2
Батуми	7,0	7,3	7,4	7,2	6,8	6,0	6,6	6,4	6,0	5,9	6,4	6,8	6,7
Анапа	7,1	7,2	6,6	6,0	5,3	4,0	2,9	2,9	3,4	4,7	6,1	7,1	5,3
Сочи	7,4	7,7	7,5	7,4	6,9	5,6	4,6	4,3	4,7	5,4	6,5	7,2	6,3
Сухуми	7,1	7,4	7,3	7,2	6,7	5,5	5,5	4,9	5,0	5,3	6,3	7,1	6,2

щенным по советскому побережью, по которым ряд наблюдений был продлен по 1980 г. Накопление судовых материалов позволило уточнить и дополнить полученные ранее результаты. На рис. 5.2 приведены графики годового хода средней общей облачности, построенные по данным, приведенным в работе [25], и дополненные информацией за период по 1985 г. по юго-западному району.

неимением достаточного количества наблюдений нижняя облачность над морем вычислена за период 1966—1980 гг. Из-за эпизодичности наблюдений и недостаточной квалификации наблюдателей эти характеристики необходимо считать ориентировочными.

За период 1966—1980 гг. подсчитаны повторяемости в процентах облаков над различными райо-

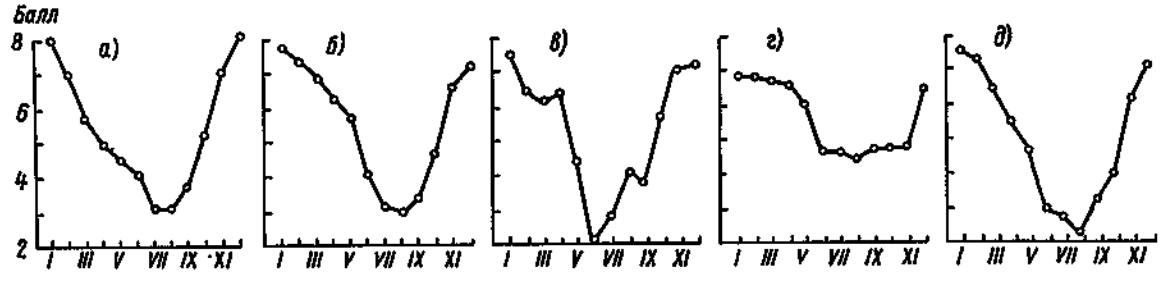


Рис. 5.2. Средняя месячная общая облачность, балл.
Районы: *а* — северо-западный; *б* — северо-восточный; *в* — юго-западный; *г* — юго-восточный; *д* — центральный.

В то же время данные по средней облачности являются малопоказательной характеристикой, так как облачность умеренной зоны характеризуется V-образным распределением, с наибольшими повторяемостями 0 и 10 баллов, в результате чего средний балл лежит в области наименее вероятных значений. Повторяемость различных градаций облачности (табл. 5.2) над советским побережьем помещена без изменений из работы [66], а над морем перевычислена заново с учетом наблюдений последних 15 лет. По зарубежным станциям эта величина рассчитана за период 1971—1980 гг. Средние месячные значения нижней облачности (табл. 5.3) выбраны из работы [61] для всех станций, с добавлением восьми, по которым нормы рассчитаны за весь имеющийся ряд по 1980 г. За

нами моря по сезонам: нижнего яруса (St, Ns, Sc, Cu, Cb, Frnb) к общему числу наблюдений (As, Ac), когда нижняя облачность не была сплошной и можно было наблюдать облака среднего яруса, и верхнего (Ci, Cs, Cc), когда облачность нижнего и среднего ярусов не была сплошной и позволяла наблюдать облака верхнего яруса. Суммарная повторяемость всех форм облаков не равна 100 %, так как возможны случаи полностью ясного неба или наличия форм облачности двух или трех ярусов одновременно. Данные по отдельным формам облачности в наблюдениях отсутствовали.

В пределах земного шара различают два основных типа годового хода облачности: годовой ход облачности совпадает с годовым ходом осадков и годовой ход облачности и осадков противоположны

Таблица 5.2

Повторяемость ясного, полуясного, пасмурного состояния неба по общей облачности, %

Облачность, балл	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Береговые станции												
Вилково												
0—2	24	22	24	35	34	42	56	60	55	38	21	31
3—7	12	12	16	18	26	28	26	22	21	20	13	11
8—10	64	66	60	47	40	30	18	18	24	42	66	68
Приморское												
0—2	24	22	26	35	36	44	59	65	58	40	19	21
3—7	7	8	10	14	19	20	19	16	15	14	10	8
8—10	69	70	64	51	45	36	22	20	27	46	71	71
Белгород-Днестровский												
0—2	22	21	26	35	36	43	56	60	56	40	20	20
3—7	10	9	13	17	22	25	22	20	19	16	10	10
8—10	68	70	61	48	42	32	22	20	25	44	70	70
Одесса, порт												
0—2	22	20	26	34	37	45	55	56	54	36	19	18
3—7	6	6	11	14	18	19	20	18	16	13	8	6
8—10	72	74	63	52	45	36	25	26	30	51	73	76
Очаков												
0—2	23	22	29	38	39	49	60	61	58	40	22	19
3—7	6	5	8	10	15	16	16	15	12	11	6	6
8—10	71	73	63	52	46	35	24	24	30	49	72	75
Тендровский маяк												
0—2	21	21	28	36	39	50	64	62	55	39	21	15
3—7	7	6	11	13	15	18	14	14	14	13	9	7
8—10	72	73	61	51	46	32	22	24	31	48	70	78
Скадовск												
0—2	23	22	28	38	44	50	66	66	61	44	23	19
3—7	4	4	7	8	12	16	12	12	11	9	6	4
8—10	73	74	65	54	44	34	22	22	28	47	71	77
Хорлы												
0—2	21	21	27	33	39	46	62	62	58	43	21	15
3—7	8	8	11	15	18	24	20	18	15	13	11	9
8—10	71	71	62	52	43	30	18	20	27	44	68	76
Стерегущий												
0—2	19	17	25	36	41	50	67	66	59	40	20	15
3—7	6	6	8	11	14	18	14	12	12	12	8	7
8—10	75	77	67	53	45	32	19	22	29	48	72	78
Черноморское												
0—2	15	15	25	37	40	51	68	67	58	38	21	13
3—7	9	8	11	13	16	19	16	14	16	16	11	10
8—10	76	77	64	50	44	30	16	19	26	46	68	77
Евпатория												
0—2	19	16	24	35	38	50	66	67	61	42	24	16
3—7	9	9	12	13	18	20	18	17	16	16	12	9
8—10	72	75	64	52	44	30	16	16	23	42	64	75
Севастополь												
0—2	18	17	24	33	36	51	66	65	60	42	25	20
3—7	9	9	12	14	18	19	18	17	16	15	14	11
8—10	73	74	64	53	46	30	16	18	24	43	61	69
Херсонесский маяк												
0—2	12	10	20	31	31	48	66	64	55	37	21	15
3—7	12	11	14	16	20	24	18	19	21	19	16	13
8—10	76	79	66	53	49	28	16	17	24	44	63	72
Ялта												
0—2	17	15	21	30	32	48	63	63	55	38	23	19
3—7	15	13	15	15	20	22	21	22	21	19	17	13
8—10	68	72	64	55	48	30	16	15	24	43	60	68
Алушта												
0—2	18	16	22	29	33	49	63	63	56	38	24	19
3—7	11	10	12	13	15	18	19	18	18	16	13	11
8—10	71	74	66	58	52	33	18	19	26	46	63	70
Карадаг												
0—2	16	15	19	28	33	48	61	60	53	37	22	15
3—7	10	10	12	12	17	16	18	18	17	16	13	12
8—10	74	75	69	60	50	36	21	22	30	47	65	73
Феодосия												
0—2	14	12	18	28	33	44	60	59	52	36	19	12
3—7	11	10	14	15	21	23	21	21	20	18	14	12
8—10	75	78	68	57	46	33	19	20	28	46	67	76
Керчь, порт												
0—2	16	16	21	31	36	46	62	62	53	35	21	14
3—7	9	8	11	14	20	22	19	20	20	16	12	10
8—10	75	76	68	55	44	32	19	18	27	49	67	76
Новороссийск												
0—2	23	20	24	28	31	45	60	61	57	42	31	26
3—7	11	10	10	12	15	18	17	18	17	16	12	10
8—10	66	70	66	60	54	37	23	21	26	42	57	64
Туапсе, порт												
0—2	20	18	19	22	25	39	51	53	49	38	30	23
3—7	11	9	11	12	17	21	22	22	20	18	14	12
8—10	69	73	70	66	58	40	27	25	31	44	56	65
Поти, порт												
0—2	21	20	19	22	24	35	30	35	38	36	30	25
3—7	11	11	12	11	16	18	19	21	18	16	15	14
8—10	68	69	69	67	60	47	51	44	44	48	55	62
Батуми, маяк												
0—2	23	19	19	21	24	32	25	27	32	35	30	27
3—7	9	9	9	20	13	16	15	16	15	13	12	12
8—10	68	72	72	69	63	52	60	57	53	52	58	61
Сулина												
0—2	21	19	26	33	42	50	55	57	55	48	29	24
3—7	10	9	9	13	16	20	16	18	15	13	13	11
8—10	69	72	65	54	42	30	29	25	30	44	58	65

Облачность, балл	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Констанца												
0—2	25	20	26	28	38	42	63	53	51	38	28	23
3—7	9	9	11	16	17	24	18	21	18	15	15	13
8—10	66	71	63	56	45	34	29	26	31	47	57	64
Варна												
0—2	28	24	31	29	39	47	55	54	53	41	34	28
3—7	9	6	8	9	13	18	14	19	14	10	12	12
8—10	63	70	61	62	48	35	31	27	33	49	54	60
Бургас												
0—2	27	28	31	27	39	48	59	56	56	40	34	26
3—7	5	5	7	9	10	16	11	17	10	10	12	10
8—10	68	67	62	64	51	36	30	27	34	50	54	64
Стамбул												
0—2	18	15	24	23	40	51	61	56	57	38	29	21
3—7	18	16	19	23	25	28	23	27	24	21	26	22
8—10	64	69	57	54	35	21	16	17	19	41	45	57
Зонгулдак												
0—2	18	18	23	21	37	50	56	48	53	37	32	22
3—7	18	18	21	23	23	28	22	30	23	24	26	23
8—10	64	64	56	56	40	22	22	22	24	39	42	55
Инеболу												
0—2	26	22	27	26	40	51	59	46	52	40	32	24
3—7	14	13	16	19	20	24	21	32	22	18	21	20
8—10	60	65	57	55	40	25	20	22	26	42	47	56
Синоп												
0—2	21	20	24	24	37	49	61	50	44	35	27	22
3—7	14	11	15	18	19	27	20	28	22	18	23	19
8—10	65	69	61	58	44	24	19	22	34	47	50	59
Самсун												
0—2	23	20	22	22	34	43	50	42	40	33	26	21
3—7	17	15	16	17	18	27	23	30	27	21	27	22
8—10	60	65	62	61	48	30	27	28	33	46	47	57
Тиреболу												
0—2	38	21	28	22	35	44	39	29	39	38	38	24
3—7	14	21	13	19	19	26	18	33	16	18	18	10
8—10	48	58	59	59	46	30	43	38	45	44	44	66
Трабзон												
0—2	31	26	26	22	33	38	33	28	35	36	31	25
3—7	12	13	14	15	17	21	15	21	18	16	19	18
8—10	57	61	60	63	50	41	52	51	47	48	50	57
Ризе												
0—2	29	38	18	8		36	50		40			
3—7	12		6	25		7			20	50		
8—10	59		76	67		57			40	50		
Квадраты открытого моря												
1.												
0—2	33	27	26	23	24	52	53	58	43	31	21	17
3—7	14	15	13	19	23	22	26	25	21	19	12	16
8—10	53	58	61	58	53	26	21	17	36	50	67	67

Облачность, балл	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
2												
0—2	19	26	28	38	37	42	54	51	43	29	21	6
3—7	8	16	18	24	22	33	26	29	32	26	15	16
8—10	73	58	54	38	41	25	20	20	25	45	64	78
5												
0—2	4	38	35		17	44	33	85	46	65	16	
3—7	25		26		21	17	40	12	38	20	25	
8—10	71	62	39		62	39	27	5	16	15	59	
6												
0—2	8	14	34	36	38	50	63	58	45	44	19	16
3—7	15	27	21	22	24	22	20	26	24	31	29	12
8—10	77	59	45	42	38	28	17	16	31	25	52	72
7												
0—2	10	18	19	38	37	38	64	57	54	36	15	12
3—7	19	16	16	22	28	35	22	28	27	29	21	23
8—10	71	66	65	40	35	27	14	15	19	35	64	65
8												
0—2	8	11	24	34	38	47	55	59	52	37	24	21
3—7	21	16	20	30	27	34	30	26	30	28	16	15
8—10	71	73	56	36	35	19	15	15	18	35	60	64
9												
0—2	11				50		34	53	36	67	35	
3—7	50				30		39	27	9	17	16	
8—10	39				20		27	20	55	16	49	
11												
0—2			19	6	17		6			44	19	67
3—7			12	12	17					34	23	8
8—10			69	82	66		94			22	58	25
12												
0—2	16		21	42	49	32	61		50	34	18	7
3—7	23		21	15	20	43	17		32	24	29	24
8—10	61		58	43	31	25	22		18	42	53	69
13												
0—2				17	33			60	46	14	26	
3—7				33	17			10	8	50	42	
8—10				50	50			30	46	36	32	
14												
0—2	9	8	22	25	39	46	62	70	47	46	14	10
3—7	26	12	16	19	27	29	25	21	36	26	20	16
8—10	65	80	62	56	34	25	13	9	17	28	66	74
15												
0—2	10	8	22	30	43	51	60	62	59	32	21	10
3—7	25	16	27	22	28	29	25	25	25	30	26	26
8—10	65	76	51	48	29	20	15	13	16	38	53	64
16												
0—2	8	13	26	30	25	46	45	52	46	33	15	12
3—7	21	14	24	25	28	27	34	31	32	31	24	20
8—10	71	73	50	45	47	27	21	17	22	36	61	68
17												
0—2	6	7	23	28	25	42	55	52	52	32	14	12
3—7	14	13	23	17	23	34	28	30	31	21	16	16
8—10	80	80	54	55	52	24	17	18	17	47	70	72

Облачность, балл	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
18												
0—2	11	11	20	28	26	53	62	60	60	38	20	13
3—7	22	21	31	20	30	23	25	28	25	29	20	13
8—10	67	68	49	52	44	24	13	12	15	33	60	74
19												
0—2	13	17	22	17	28	43	47	50	42	52	26	19
3—7	16	21	16	20	26	31	28	28	31	21	23	21
8—10	71	62	62	63	46	26	25	22	27	27	51	60
20												
0—2	27	30	29	18	30	44	46	45	54	43	35	25
3—7	18	17	16	15	25	27	28	28	22	23	18	25
8—10	55	53	55	67	45	29	26	27	24	34	47	50
25												
0—2		6	17	58				43		20	12	50
3—7		18	16					28			24	24
8—10		76	67	42				29		80	64	25
28												
0—2	13	17	13	32	25	42	53	57	56	38	17	12
3—7	18	13	23	28	19	32	32	27	29	31	28	16
8—10	69	70	64	40	56	26	15	16	15	31	55	72
29												
0—2	15	13	17	31	26	53	54	52	54	41	22	8
3—7	15	10	20	16	19	29	32	28	32	26	25	24
8—10	70	77	63	53	55	18	14	20	14	33	53	68
30												
0—2	18	13	28	31	32	52	52	53	54	41	34	10
3—7	20	13	26	18	20	30	39	28	30	26	22	26
8—10	62	74	46	51	48	18	9	19	16	33	44	64
31												
0—2		24	11	19	24	54	58	54	51	50	27	
3—7	50	14	13	19	27	30	26	27	31	25	20	
8—10	50	62	76	62	49	16	16	19	18	25	53	
32												
0—2	14	8	25	15	31	37	45	50	44	32	45	17
3—7	26	23	19	12	19	26	30	34	28	30	20	26
8—10	60	69	56	73	50	37	25	16	28	38	35	57

Облачность, балл	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
33												
0—2		26	21		40	29	33	47	41	38	36	29
3—7		19	23		26	41	39	42	38	30	34	24
8—10		55	56		34	30	28	11	21	32	30	47
45												
0—2	17	12	18	27	32	45	42	57	43	35	30	7
3—7	21	22	24	22	21	33	39	29	38	29	26	24
8—10	62	66	58	51	47	22	19	14	19	36	44	69
46												
0—2	16	10	17	33	25	36	20	45	41	43	36	11
3—7	26	17	24	12	23	43	60	31	29	34	21	31
8—10	58	73	59	55	52	21	20	24	30	23	43	58
47												
0—2	17	15	28	25	29	31	38	42	44	35	30	26
3—7	26	17	16	16	25	39	34	31	25	29	21	29
8—10	57	68	56	59	46	30	28	27	31	36	49	45
48												
0—2	16	12	11	29	17	43	37	34	49	40	45	34
3—7	28	21	17	27	32	28	25	32	31	26	29	24
8—10	56	67	72	44	51	29	38	34	20	34	26	42
49												
0—2		42	12	18					92			
3—7		8	24	41					8			
8—10		50	64	41								
50												
0—2		51	16	24	39		52	34	68	17	24	21
3—7		9	27	27	30		41	44	16	20	20	24
8—10		40	67	49	31		7	22	16	63	56	55
60												
0—2	40	23	26	22	26	37	38	34	25	48	25	25
3—7	17	22	22	21	22	30	27	27	32	22	37	37
8—10	43	55	52	57	52	33	35	39	43	30	38	38
49, 50												
0—2	12	34	12	21	15	21	49	44	61	18	31	15
3—7	31	14	23	28	26	32	40	38	23	28	20	33
8—10	57	52	65	51	59	47	11	18	16	54	49	52
51, 52, 53												
0—2	14	11	7	11	33	25	29	41	39	23	5	6
3—7	48	28	7	43	33	41	49	39	55	46	33	29
8—10	38	61	86	46	34	34	22	20	6	31	62	65

Таблица 5.3

Средняя месячная и годовая нижняя облачность, балл

Пункт наблюдений	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Вилково	5,8	5,8	5,2	3,6	3,1	2,6	2,0	1,8	2,2	3,8	6,2	6,4	4,0
Приморское	5,5	5,3	4,7	3,1	2,7	2,4	1,7	1,6	1,9	3,6	5,8	5,8	3,7
Белгород-Днестровский	6,0	6,2	5,2	3,4	2,9	2,4	1,9	1,7	2,0	3,6	6,4	6,4	4,0
Одесса, порт	6,1	5,7	4,8	3,6	3,0	2,4	2,1	1,9	2,2	3,8	6,0	6,3	4,0
Очаков	6,2	6,2	5,0	3,8	3,3	2,6	1,9	2,0	2,3	4,2	6,6	6,8	4,2
Тендровский маяк	6,1	5,8	4,6	3,4	3,0	2,0	1,4	1,7	2,1	3,7	5,9	6,6	3,9
Скадовск	6,0	6,0	4,8	3,0	2,4	2,0	1,4	1,4	1,7	3,5	6,1	6,5	3,8
Хорлы	5,8	5,6	4,4	3,0	2,6	2,0	1,5	1,4	1,8	3,2	5,6	6,4	3,6
Стерегущий	6,2	6,0	4,6	2,7	2,2	1,7	1,2	1,4	1,6	3,3	5,6	6,4	3,6
Черноморское	6,4	6,0	4,4	2,3	2,0	1,4	0,9	1,2	1,6	3,3	5,4	6,2	3,4
Евпатория, порт	6,5	6,4	5,0	3,4	3,2	2,3	1,6	1,6	2,0	3,6	5,7	6,6	4,0
Севастополь	6,0	6,0	4,6	3,2	2,8	2,0	1,4	1,6	1,8	3,2	5,1	5,6	3,6

Пункт наблюдений	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Херсонесский маяк	6,3	6,1	4,8	3,3	3,1	2,1	1,6	1,7	2,1	3,4	5,3	6,0	3,8
Ялта, порт	6,0	6,0	4,7	3,6	3,4	2,3	1,7	1,7	2,2	3,6	5,0	5,6	3,8
Алушта	5,8	5,7	4,7	3,6	3,2	2,2	1,7	1,6	2,1	3,7	5,2	5,6	3,8
Карадаг	5,8	5,8	5,0	3,5	2,8	2,4	1,6	1,7	2,1	3,4	5,3	5,8	3,8
Феодосия	6,5	6,5	5,2	3,5	2,7	2,2	1,7	1,8	2,2	3,7	5,8	6,6	4,0
Керчь, порт	6,5	6,2	5,2	3,4	2,7	2,2	1,6	1,6	2,0	3,9	5,6	6,6	4,0
Новороссийск	5,7	5,8	5,0	4,5	4,1	3,2	2,3	2,1	2,4	3,7	4,8	5,3	4,1
Туапсе, порт	5,2	5,4	5,0	4,9	4,3	3,3	2,9	2,7	2,9	3,5	4,3	5,2	4,1
Поти, порт	4,5	4,4	4,4	4,6	3,9	3,9	4,5	4,2	4,0	3,6	3,6	4,2	4,1
Батуми, маяк	4,6	4,8	4,9	4,9	4,5	4,2	5,0	5,1	4,9	4,2	4,2	4,1	4,6
Анапа	5,3	5,3	4,6	3,7	3,2	2,4	1,9	2,0	2,2	3,3	4,6	5,4	3,7
Сочи	5,1	5,0	4,9	4,8	4,1	2,9	2,8	2,6	2,9	3,3	4,1	4,0	3,9
Сухуми	4,4	4,5	4,5	4,6	4,1	3,4	3,5	3,1	3,1	3,1	3,6	4,2	3,8

друг другу. Первый тип называют динамическим, второй — статическим [10]. Динамический тип, при котором годовой ход количества облаков, а также количества осадков обусловлен интенсивным переносом воздушных масс над данной подстилающей поверхностью и изменениями в них, вызванными воздействием горных преград, отмечается на западе и юге Крымского полуострова и Кавказском побережье над открытым морем. Статический тип, при котором максимум облаков вызывается развитием таких форм, которые не дают осадков или дают в небольшом количестве, наблюдается на северо-западном побережье и восточном берегу Крыма. В теплое полугодие над этими территориями развиваются облака восходящих токов, в частности ливневые, обусловливающие меньшую облачность, но сопровождающиеся большим количеством осадков.

Зимой, когда преобладающими типами синоптических процессов над Черным морем являются циклонические, средний балл общей облачности наибольший. Начиная с апреля уменьшение количества облачности становится более значительным в связи с возрастанием повторяемости воздействий на Черное море азорского антициклона, а также ядер высокого давления, смещающихся с запада на восток. Кроме этого, на уменьшение количества облачности сказывается уменьшение влияния ложбин циклонов, смещающихся с запада на восток через центральные и северные районы европейской части СССР. В теплый период траектории этих циклонов проходят в более северных районах, поэтому ложбины, проходящие через Черное море, становятся менее глубокими, а связанные с ним фронты — более размытыми [25]. Под воздействием этих процессов средний балл облачности над морем уменьшается до 5—7. Летом преобладающими становятся антициклоны и ядра высокого давления (их повторяемость 44 % [25]). Средний балл облачности уменьшается до 2—4. В первую половину осени антициклоны еще часты, а в конце вновь устанавливается циклонический тип погоды. В зависимости от этого изменяется характер и количество облаков. Средний годовой балл общей облачности над морем составляет 5,5 [44] (см. рис. 5.2).

В период с ноября по январь наибольшей облачностью отличается северо-западный район, в феврале — центральный, в марте — юго-западный, а с апреля по ноябрь наибольшая облачность наблюдается в юго-восточном районе.

Большое влияние на распределение облачности по побережью оказывают бризовая циркуляция, рельеф и очертание берегов. Частое повторение бризов в летний период способствует исчезновению облаков над равнинными берегами, так как необходимым условием образования местной облачности является наличие теплых и влажных воздушных токов, которые возникают вследствие турбулентного перемешивания низких слоев атмосферы, что обусловливается большим градиентом температуры воздуха. Но к моменту наибольшего нагрева суши морской бриз приносит прохладный воздух с малым градиентом температуры и лишенный вихрей, таким образом вертикальный температурный градиент уменьшается или образуется инверсия, не способствующая образованию кучевых облаков. Если же берег крутой и высокий, то воздух вынужден подниматься вверх. При увеличении с высотой положительной энергии неустойчивости вертикальное смещение, вызванное возвышенностью, может послужить толчком для возникновения и дальнейшего развития облаков [9, 2]. Например, влияние Крымских гор при циклоническом и слабо циклоническом типе погоды простирается по вертикали на расстояние по меньшей мере в 3 раза больше их высоты [20].

Над побережьем весной средний балл общей облачности увеличивается с северо-запада на юго-восток и составляет 7—8 баллов в начале периода и 5—6 в конце. Летом характер пространственного распределения сохраняется, количество облаков повсеместно уменьшается, достигая 2—3 баллов в июле—августе. Осенью облачность снова увеличивается, особенно во второй половине, достигая 6—7 баллов в среднем по побережью.

Благодаря влиянию бризовой циркуляции в теплый период года облачность над побережьем равна или меньше, чем над морем. В холодное время года средний балл количества облаков над побережьем больше.

Анализ повторяемости ясного (0—2 балла облачности), полуясного (3—7) и пасмурного (8—10) состояния неба показал, что закономерности распределения этих характеристик аналогичны распределению среднего балла облачности. В теплую половину года в основном преобладает ясная, а в холодную — пасмурная погода (рис. 5.3, 5.4). В северо-западном районе моря наиболее пасмурное состояние неба наблюдается в декабре—январе, а затем отмечается его уменьшение до 15—20 % в августе. Наибольшее изменение повторяе-

мости от месяца к месяцу наблюдается в ноябре и апреле (20—25 %). Наиболее часто ясное небо (55—60 %) отмечается в августе, наименьшее (10—15 %) — в декабре—январе. Повторяемость

На юго-западном побережье Черного моря наиболее часто пасмурная погода бывает в январе—феврале с повторяемостью 68—70 %, повторяемость ясного состояния неба не превышает в это

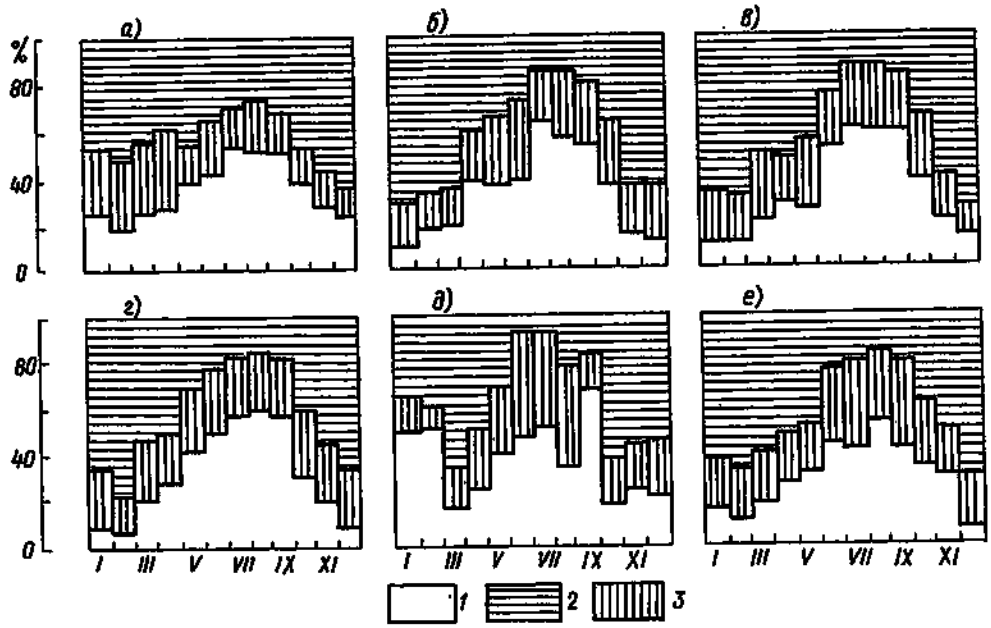


Рис. 5.3. Годовой ход повторяемости ясного (*1*), полуясного (*2*), пасмурного (*3*) состояния неба по общей облачности над морем.
а — Констанца; *б—е* — квадраты: *б* — 7; *в* — 18; *г* — 15; *д* — 50; *е* — 45.

пасмурной погоды зимой и летом над северо-западным побережьем выше, чем над морем, соответственно 75—76 и 20—22 %. Экстремальные значения повторяемости облачности 0—2 балла над

время 28 % в северных и 20 % в более южных районах. К лету вероятность пасмурного состояния неба уменьшается, а облачность 0—2 балла наблюдается чаще, достигая максимума повторяемо-

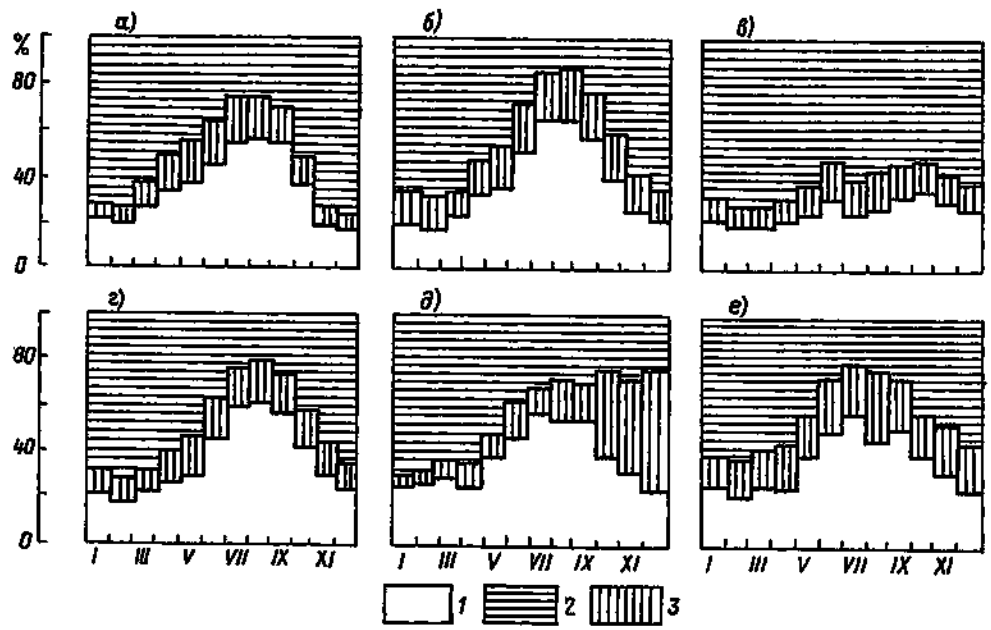


Рис. 5.4. Годовой ход повторяемости ясного (*1*), полуясного (*2*), пасмурного (*3*) состояния неба по общей облачности над побережьем.
а — Одесса; *б* — Ялта; *в* — Батуми; *г* — Новороссийск; *д* — Бургас; *е* — Тираболу.

сушей также выше, чем над морем, 60—62 % в июле—августе и 21 % в декабре и феврале. Размах внутригодового хода повторяемости различных градаций облачности в среднем 40 % и более.

сти в июле—августе на болгарском побережье и в июле и сентябре на северо-востоке Турции (55—61 %). В юго-западном районе открытого моря внутригодовой ход повторяемости различных гра-

даций облачности аналогичен. В более южных районах максимумы повторяемости облачности 8—10 и 0—2 балла наступают позднее.

В центральной части моря годовой ход повторяемости облачности четко выражен. Повторяемость пасмурного состояния неба — наибольшая в январе—феврале (65—76 %), ясного — в июне—августе (45—62 %). На побережье Турции

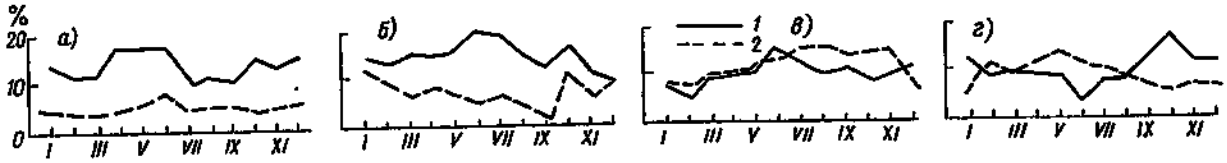


Рис. 5.5. Суточная амплитуда повторяемости пасмурного неба по общей (*1*) и нижней (2) облачности, %.
а — Ялта; *б* — Одесса; *в* — Батуми; *г* — Сочи.

пасмурная погода отмечается реже, максимум ее приходится на январь—февраль, ясной — на июль—август, минимальная повторяемость пасмурной и ясной погоды над морем 14 и 13 %, над побережьем 19 и 20 %, т. е. над побережьем годовой ход повторяемости облачности более сглаженный, что может быть результатом не только естественной

прибрежных станций. Средние годовые значения нижней облачности над побережьем Черного моря изменяются от 3,4 до 4,7 баллов (табл. 5.3). Наименьший размах колебаний на юге Кавказского побережья 0,9—1,3 балла, наибольший — на северо-востоке Крыма 5,0—5,5 балла. Во всех районах, за исключением юго-восточного побережья, минимальное количество нижней облачности наблюдается в июле—августе 0,9—2,1 балла. На северо-западном побережье наибольший балл нижней облачности отмечается в декабре 5,8—6,8 балла, в Крыму — в январе—феврале 5,8—6,6 балла [31]. На юге побережья Кавказа количество нижней облачности меняется незначительно в течение года, минимум — осенью, летом увеличивается до 4,5.

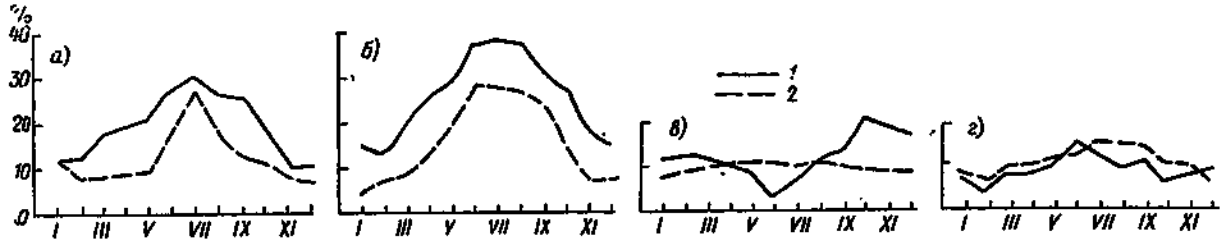


Рис. 5.6. Суточная амплитуда повторяемости ясного неба по общей (*1*) и нижней (*2*) облачности, %.
а — Ялта; *б* — Одесса; *в* — Батуми; *г* — Сочи.

изменчивости, но и следствием недостаточности данных над морем.

В северо-восточной части моря распределение повторяемости пасмурного и ясного состояния неба аналогичны северо-западному району. На прилегающем к ней северном побережье Кавказа и восточном берегу Крыма зимой повторяемость пасмурного состояния неба достигает 70—75 % [21, 31], летом она уменьшается до 21 %. Повторяемость облачности 0—2 балла изменяется в течение года от 15 зимой до 60 % летом.

Юго-восточная часть моря отличается наименьшим размахом колебаний средних месячных значений (менее 30 %). Наибольшая повторяемость пасмурного и ясного состояния неба отмечается в конце зимы и в начале весны над морем (61—66 и 12—19 %) и над Кавказским побережьем (67—72 и 19—22 %). Над северо-востоком Турции и Кавказским побережьем до Сухуми в течение всего летнего периода наблюдается большое различие в количестве общей облачности. Северные участки характеризуются малой облачностью вследствие близости горных хребтов к побережью и фёнового характера ветров, дующих с гор. В южной части береговой зоны относительно большая вероятность пасмурного состояния неба летом — результат преобладания влажных ветров с моря.

Из-за недостаточного количества судовых наблюдений за нижней облачностью о характере ее распределения приходится судить только по ряду

Максимальные значения повторяемости ясного состояния неба по нижней облачности на северо-западе моря достигают 71—83 % в июле—августе, в Крыму — 75 %, на побережье Кавказа изменяются от 70 % на севере до 56 % на юге. Наиболее часто пасмурное состояние неба зимой, около 60 %. Летом облака нижнего яруса покрывают все или почти все небо в основном при развитии конвективной облачности. И лишь в Закавказье такое состояние неба бывает обусловлено натеканием воздушных масс при ветрах с моря на склоны прибрежных гор. Пасмурное состояние неба по нижней облачности летом на северо-западном побережье меньше 10 %, на севере побережья Кавказа 10—20 %, в Закавказье достигает 35—45 % [21].

Приведенные климатические нормы могут изменяться. Наибольшие колебания пасмурного состояния неба по общей и по нижней облачности отмечаются зимой, когда наиболее развиты облака нижнего яруса. Два соседних 10-летия могут различаться, особенно в переходные месяцы, на 5—9 %. Различия по нижней облачности колеблются в тех же пределах [65].

Для оценки внутрисуточной изменчивости облачности использовались данные о повторяемости пасмурного и ясного состояния неба по общей и нижней облачности в различные часы суток (рис. 5.5, 5.6). Размах суточных колебаний по 8—10-бальной облачности меньше в течение года, чем для ясного состояния неба. Суточный размах повторяемости пасмурного состояния неба по общей

облачности зимой 8—15 %, летом 11—21 %, по нижней облачности 4—8 и 8—11 % соответственно. Летом суточный размах повторяемости ясного состояния неба составляет 30—35 %, зимой он мало отличается от суточного размаха повторяемости пасмурного состояния неба. На юге Черноморского побережья Кавказа суточный размах повторяемости пасмурного и ясного состояния неба имеет два максимума — летом и зимой. Суточный ход облачности отмечается в течение всего года.

На севере Черноморского побережья Кавказа в холодное полугодие наибольшая облачность наблюдается в утренние часы, наименьшая — в вечерние и ночные, в результате возникновения приземных инверсий в ночные и предутренние часы и связанным с ними образованием подынверсионной облачности слоистых форм. В теплый период наиболее пасмурны утренние часы, что связано с ночными бризами.

На юге в холодное полугодие наибольшая средняя облачность отмечается в утренние или в дневные часы, а наименьшая — в вечерние и ночные. В теплое время года наибольшая средняя облачность отмечается в вечерние часы. На северном побережье в теплое полугодие наиболее облачно бывает в дневные и вечерние часы. В результате действия бризов нижняя облачность днем в этих районах уменьшается до 1,5—2 баллов. Бризы также уменьшают и размах суточного хода по нижней облачности до 1—2 баллов.

Суточный ход облачности имеет особенности, связанные с сезонными повторяемостями основных форм облаков. Слоистые формы чаще всего образуются в ночное время или к утру, днем они рассеиваются, разрушаются к вечеру. Слоистая облачность типична для холодного времени года, максимум ее приходится на утренние часы.

Кучевые облака обычно достигают наибольшего развития днем во все времена года. Летом, когда конвективная облачность преобладает, максимум суточного хода кучевой облачности наблюдается в послеполуденные часы, заметное влияние оказывают бризы.

Характеристика погоды существенно зависит от повторяемости основных форм облачности. Так, перистые, перисто-слоистые и высоко-кучевые облака почти не влияют на солнечную радиацию, а остальные формы облаков ее не пропускают или пропускают очень мало. Кучевообразные облака (Cu, Cb, Ac(cuf), Cc(cuf)) образуются в результате интенсивного вертикального подъема неустойчивого стратифицированного воздуха, связанного с термическими и динамическими причинами, волнистообразные (St, Sc, Ac, Cc, Ci) — в результате мелкой неупорядоченной конвекции, волновых движений и радиационного охлаждения воздуха, причиной образования слоистообразных облаков (Cs, As, Ns) является медленное восходящее движение больших масс воздуха по слабо наклоненным поверхностям раздела.

Расчет повторяемости основных форм облаков над морем за период 1966—1980 гг. (табл. 5.4) выполнен методом, описанным в работе [65]. Среди облаков нижнего яруса в холодный период наибольшая повторяемость приходится на Sc. В теплый период наиболее часты Cu. Среди облаков среднего яруса наибольшей повторяемостью отли-

Таблица 5.4

Повторяемость основных форм облаков над различными районами моря по сезонам, %

Сезон	Ci	Cc	Cs	Ac	As	Cu	Cb	Sc	Ns	St	Frnb
Северо-западный район (квадраты 1—14)											
Зима (XII — II)	14,6	2,0	6,6	19,3	4,0	17,0	7,0	23,2	2,9	6,2	2,0
Весна (III — V)	20,5	4,1	6,7	23,1	3,8	12,0	9,0	14,8	1,8	4,3	
Лето (VI — VIII)	17,2	2,4	2,0	20,8	4,7	11,6	7,3	6,3	0,8	0,3	1,3
Осень (IX — XI)	16,7	4,0	5,5	25,4	7,2	12,6	3,7	14,6	3,7	4,5	1,0
Юго-западный район (квадраты 21—24, 34—38, 49—52)											
Зима	16,1	0,4	0,8	34,8	10,4	26,4	2,3	18,1	4,6	1,3	1,9
Весна	14,9	1,4	2,8	60,0	11,7	8,0	10,3	20,2	2,7	5,0	0,4
Лето	8,9	0,8	2,6	58,8	3,0	32,2	12,2	5,5		0,4	1,1
Осень	18,2	1,0	3,2	27,1	6,3	24,2	6,7	24,4	0,9	1,4	1,4
Центральный район (квадраты 15, 16, 25—27, 39—42, 53—55)											
Зима	16,2	0,7	2,8	42,3	8,6	19,6	4,5	20,6	2,8	0,6	2,7
Весна	15,4	2,1	0,7	32,9	5,0	28,3	10,2	10,5	1,4	4,7	0,8
Лето	12,2	1,3		22,8	0,9	40,5	7,6	5,7			0,8
Осень	13,1	0,9	1,2	28,3	3,1	33,0	6,6	14,9	1,2	4,5	1,1
Северо-восточный район (квадраты 17—20, 28—30)											
Зима	21,7	1,3	1,8	37,8	8,0	16,1	2,9	19,6	2,4	0,8	0,5
Весна	19,2		1,2	43,2	6,4	20,0	4,9	21,6	2,9	1,4	1,7
Лето	14,5	0,7		42,3		32,1	4,6	13,2	0,6		0,3
Осень	16,3	2,1	1,2	30,4	5,3	10,0	3,2	15,1	1,3	1,8	0,4

Сезон	Ci	Cc	Cs	Ac	As	Cu	Cb	Sc	Ns	St	Frnb
Юго-восточный район (квадраты 31—33, 43—48, 56—60)											
Зима	18,0		6,4	41,1	9,4	16,4	3,6	10,5	2,0	5,5	0,2
Весна	19,8	1,1	4,0	43,4	13,5	17,4	9,5	14,5	2,1	4,1	2,0
Лето	8,3	0,7		45,0	10,0	31,9	3,2	10,5		3,1	
Осень	15,8	1,5	2,7	39,4	2,9	27,3	4,9	8,6	0,6		

Примечание. Данные считать ориентировочными, так как они получены по нерегулярным наблюдениям, выполненным малоквалифицированными специалистами на судне.

чаются Ac, особенно в юго-западном районе моря. Среди облаков верхнего яруса наибольшая повторяемость приходится на Ci. Над морем редко встречаются облака слоистых форм, даже в холодный период повторяемость Ns и St не превышает 9 %. На побережье повторяемость слоистых облаков около 30 %, Ns — более 10 %.

На северном побережье моря в декабре—феврале чаще всего наблюдаются облака слоистообразных форм, на их долю в среднем приходится 70 % всех наблюдений: 31—38 % слоисто-кучевые и 12—40 % — слоистые. Облака кучевых форм зимой наблюдаются редко (5—14 %), за исключением Южного берега Крыма (ЮБК), их повторяемость 23 %. Вместе с тем увеличивается количество облаков фронтального происхождения: Ns (10—16 %), As (10—18 %).

Весной повторяемость облаков нижнего яруса уменьшается, а конвективных облаков и облаков верхнего яруса возрастает. В летний сезон происходит дальнейшее уменьшение повторяемости облаков нижнего, а также верхнего ярусов вследствие преобладания антициклонической погоды. Одновременно возрастает повторяемость облаков вертикального развития, что обусловливается увеличением конвекции в это время года. Наибольшее развитие эти облака получают на ЮБК (42 %). Осенью происходит значительное уменьшение повторяемости конвективных облаков и увеличивается повторяемость облаков нижнего и среднего ярусов [31].

5.2. СОЛНЕЧНОЕ СИЯНИЕ

Продолжительность солнечного сияния зависит от длины дня и возрастает с севера на юг. Однако широтное распределение солнечного сияния часто нарушается из-за наличия облачного покрова. Кроме того, на продолжительность солнечного сияния влияют эпизодические факторы: вулканическая пыль, пыльные бури.

Наибольшая продолжительность солнечного сияния отмечается в Крыму, особенно на западном его берегу (2320—2420 ч за год), и на побережье Румынии (более 2250—2300 ч за год) [15]. На юге Кавказского побережья она наименьшая (1920—2060 ч за год).

В результате малой длины дня и преобладания пасмурной погоды минимум числа часов солнечного сияния отмечается в январе и декабре. Летом, когда устойчивость ясной погоды наиболее велика, продолжительность солнечного сияния повсеместно увеличивается (табл. 5.5). Наибольший размах внутригодовых колебаний наблюдается на западном побережье Крыма (290—310 ч), наименьший — на юге Кавказского побережья (140—150 ч) (рис. 5.7).

При сравнении средней продолжительности солнечного сияния, вычисленной за последние 17 лет, с нормами, помещенными в работе [61], выяснилось, что средние месячные значения зимой выше в среднем на 7 ч, летом меньше в среднем на 21 ч. Годовые суммы числа часов солнечного сияния за последние годы уменьшились.

Для решения ряда практических задач необходимо знать, какую часть светового дня Солнце не было закрыто облаками. Представление об этом дает отношение наблюдавшейся продолжительности солнечного сияния к возможной (табл. 5.6) для данного гелиографа, зависящей от поправки на закрытость горизонта, чувствительности прибора, наличия облачности.

Таблица 5.5

Продолжительность солнечного сияния, ч

Пункт наблюдений	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Вилково	70	79	133	189	258	302	325	300	239	175	80	59	2209
Одесса	70	78	131	196	262	298	327	302	240	168	68	55	2195
Скадовск	54	83	145	203	292	320	361	329	258	164	94	47	2350
Стерегущий	65	78	142	209	278	311	339	324	262	183	77	48	2316
Евпатория	82	84	147	210	273	314	354	327	207	200	99	63	2420
Севастополь	62	75	145	202	267	316	356	326	254	177	98	64	2342
Ялта	76	82	139	186	241	290	325	304	240	176	101	70	2230
Алушта	77	79	146	184	253	299	340	323	261	180	106	73	2321
Феодосия	60	81	131	191	268	340	333	313	247	171	85	50	2226
Керчь	57	74	127	178	257	287	324	303	243	172	90	51	2163
Новороссийск	88	88	142	170	229	278	314	290	238	188	109	73	2207
Туапсе	97	98	140	168	237	294	325	305	246	197	128	76	2311
Поти	105	104	140	160	217	250	222	224	212	187	129	101	2051
Батуми	99	106	130	154	201	234	201	204	191	171	127	101	1919
Анапа	83	87	152	194	265	312	348	313	254	193	109	71	2381
Сухуми	98	100	134	153	209	253	252	246	219	178	124	90	2056
Очамчира	107	107	149	171	222	265	262	264	228	196	140	99	2210
Сочи	93	102	134	161	231	271	299	295	236	192	127	90	2231

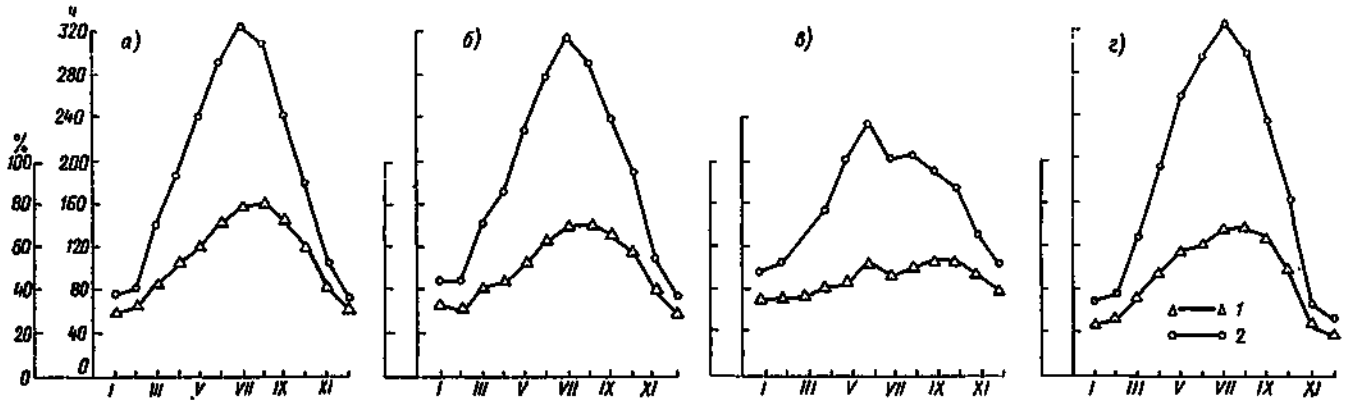


Рис. 5.7. Продолжительность солнечного сияния (*2*) и отношение возможной продолжительности солнечного сияния к наблюдавшейся (*1*).

а — Ялта; *б* — Новороссийск; *в* — Батуми; *г* — Одесса.

Таблица 5.6

Отношение наблюдавшейся продолжительности солнечного сияния к возможной, %

Пункт наблюдений	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Вилково	20	31	43	52	62	70	79	80	74	56	31	27
Одесса	24	27	38	49	58	62	69	70	65	51	24	20
Скадовск	21	32	44	54	68	73	82	81	75	53	36	19
Стерегущий	25	28	41	58	66	72	81	82	75	58	32	24
Евпатория	28	29	41	56	64	72	82	82	76	61	37	26
Севастополь	25	30	44	56	63	74	82	81	75	57	39	27
Ялта	31	33	43	53	60	71	79	80	72	59	41	31
Алушта	31	31	44	50	60	71	80	80	76	60	42	30
Феодосия	23	28	40	52	64	70	78	79	72	56	35	22
Анапа	31	31	42	49	59	69	76	74	69	59	40	27
Новороссийск	33	31	41	44	52	63	70	70	66	58	40	28
Туапсе	35	35	40	43	55	68	73	74	69	60	45	33
Сочи	34	36	38	42	52	63	68	70	64	58	44	34
Сухуми	35	35	38	39	47	58	58	63	61	55	44	33
Очамчира	37	38	41	44	47	53	50	56	59	56	45	36
Поти	38	38	43	44	52	61	58	61	62	59	50	38
Батуми	35	36	36	40	44	53	46	49	52	52	45	37

Таблица 5.7

Число дней без солнечного сияния

Пункт наблюдений	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Вилково	14	10	6	4	2	1			1	3	10	14	66
Одесса	14	11	7	3	1				1	4	13	15	69
Евпатория	11	8	6	2	1				1	1	8	12	50
Стерегущий	14	10	7	3	1				1	2	10	14	63
Ялта	9	8	5	3	1				1	2	6	10	45
Феодосия	13	10	6	3	1				1	3	8	14	59
Керчь	15	10	7	3	1				1	3	8	14	62
Новороссийск	9	8	6	4	2	1				2	6	11	50
Туапсе	10	8	7	5	2	1			1	2	6	10	54
Сочи	10	8	7	5	3				1	3	7	10	55
Сухуми	10	8	8	7	4	1	2	2	2	4	7	10	63
Очамчира	9	7	6	6	3	1	1	2	2	3	5	8	50
Поти	9	8	7	6	3	2	2	2	2	3	6	9	59
Батуми	10	8	8	8	4	2	4	3	3	5	7	10	73

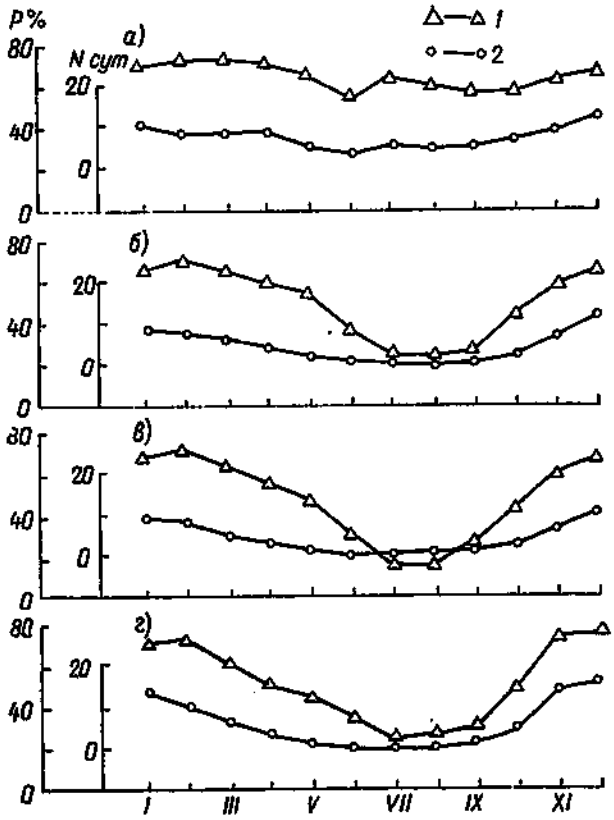


Рис. 5.8. Число дней *N* без солнца (*2*) и повторяемость P пасмурного неба (*1*).
а — Батуми; *б* — Новороссийск; *в* — Ялта; *г* — Одесса.

Годовой ход относительной продолжительности близок к внутригодовым изменениям продолжительности солнечного сияния в часах (рис. 5.7). Во всех районах, за исключением юго-восточного, наибольшие значения отмечаются в июле—августе, максимальные — на западном побережье Крыма (82 %).

Среднее многолетнее число дней с отсутствием солнечного сияния в течение всего дня (табл. 5.7) тесно связано с наличием облачности. Изменения годового хода числа дней без солнечного сияния и вероятности пасмурного неба близки (рис. 5.8). Наибольшее число дней без солнца отмечается на юго-восточном и северо-западном побережье моря. Это число меняется от года к году незначительно. Полученные в данной работе средние и климатические нормы и помещенные в работе [61] по гидрометстанциям юга и востока Крымского побережья одинаковы. В северо-западном и Кавказском районах число дней без солнца за последний период уменьшилось на 3—6 дней в год, а на западном берегу Крыма увеличилось на 1—4 дня.

По литературным данным [59] точность вычисления продолжительности солнечного сияния по 25—50-летним рядам составляет 10—18 ч, относительной продолжительности — 3,5—5 %, числа дней без солнца 0,1—0,3 дня при предположении, что ряды значений бессвязны. Однако в рядах числа часов с солнечным сиянием наблюдается чередование фаз со значениями выше и ниже нормы, которое говорит о связанности между отдельными членами ряда, поэтому фактическая устойчивость этих норм может оказаться меньше.

6. АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ

6.1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ И ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Описание режима атмосферного давления на побережье и акватории Черного моря имеется во многих ранее изданных климатических пособиях [23, 26, 32, 35, 44, 60, 66].

Впервые за предыдущие годы достаточно длинные и полные ряды наблюдений за атмосферным давлением на гидрометеорологических станциях советского побережья были обобщены в работе [35]. Здесь были представлены средние месячные и годовые значения давления воздуха на абсолютных высотах станций, вычисленные за 1881—1935 гг. Давление воздуха всех станций приведено к температуре 0 °С и нормальной силе тяжести под широтой 45°. Для сравнимости данных различных станций в работе [35] помещена таблица, которая включает многолетние средние значения давления воздуха тех же станций, но приведенных к уровню моря.

В работе [32] представлено лишь две карты распределения атмосферного давления над Черным и Азовским морями в январе и июле. Изобары проведены только по наблюдениям береговых и островных станций, обобщенным за 1881—1953 гг. От использования судовых данных об атмосферном давлении авторы вынуждены отказаться ввиду малого количества наблюдений и ненадежности большинства судовых анероидов.

Факторы, определяющие годовой ход и кратковременные изменения атмосферного давления на Черном море, подробно освещены в работах [23, 44]. Годовой ход атмосферного давления является следствием аналогичного хода давления в постоянном азорском максимуме и сезонных барических образованиях — азиатском антициклоне с отрогами над Передней Азией, зимней циклонической области над Средиземным морем и глубокой летней термической депрессии над Северной Африкой и Передней Азией. Кроме того, имеют значение месячные и сезонные изменения температуры воздуха и поверхности моря. Непериодические изменения атмосферного давления вызываются прохождением циклонов и в относительно короткие промежутки времени могут достигать крупных размеров.

Зимой азиатский максимум, давление в котором почти на 14 гПа выше, чем в азорском максимуме, выделяет отдельные отроги в Среднюю Азию и к северо-восточным берегам Черного моря и определяет давление на севере и северо-востоке Черного моря [23].

Летом азиатский антициклон разрушается, поэтому Черное море переходит под влияние азорского максимума.

Южная половина моря летом находится под влиянием аравийской термической депрессии, а осенью и зимой — средиземноморской. Зимой наб-

Таблица 6.1

Характеристика давления за многолетний период до 1965 г. [66]

Атмосферное давление, гПа	Высота станции, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Одесса														
Среднее на уровне станции	6,3	1018,7	17,2	16,6	14,1	13,5	12,3	11,3	12,2	16,7	18,6	19,6	18,4	15,8
Среднее на уровне моря		19,5	18,0	17,4	14,7	14,2	13,0	11,9	12,9	17,4	19,2	20,4	19,2	16,5
Наибольшее		27,6	26,6	24,2	19,1	18,2	15,8	16,2	16,3	19,8	25,8	30,7	28,7	19,1
Наименьшее		12,5	5,3	11,1	10,1	8,2	7,4	7,5	5,1	12,1	13,5	13,7	11,4	12,1
Севастополь														
Среднее на уровне станции	8,0	17,8	16,4	15,4	13,5	13,1	11,8	10,5	11,8	15,8	17,8	18,3	17,6	15,1
Среднее на уровне моря		18,8	17,5	16,4	14,5	14,1	12,7	11,4	12,7	16,7	18,7	19,2	18,7	16,0
Наибольшее		26,2	25,5	23,4	19,5	17,0	14,9	15,1	15,1	19,1	22,0	27,5	27,5	17,2
Наименьшее		8,7	6,9	9,3	8,7	8,6	7,9	7,3	8,6	10,9	12,3	10,6	11,0	13,5
Новороссийск														
Среднее на уровне станции	37,0	14,5	12,9	12,2	10,5	9,9	8,3	6,5	7,7	11,7	14,3	15,1	14,6	11,5
Среднее на уровне моря		19,2	17,5	16,7	15,0	14,3	12,6	10,6	11,8	15,9	18,7	19,6	19,4	15,9
Наибольшее		21,4	19,9	19,5	15,4	13,9	11,0	10,6	9,9	14,7	17,9	22,3	21,0	13,4
Наименьшее		6,7	6,3	6,3	6,3	5,8	5,0	3,5	5,0	8,2	10,3	8,6	9,8	9,9
Батуми														
Среднее на уровне станции	3,2	18,6	17,4	16,4	15,0	14,1	12,5	10,6	11,4	15,1	17,8	18,8	18,8	15,5
Среднее на уровне моря		19,0	17,8	16,8	15,6	14,5	12,9	11,0	11,8	15,5	18,2	19,2	19,2	16,0
Наибольшее		26,0	23,6	21,6	19,8	17,1	15,2	14,1	13,7	18,2	20,8	22,7	27,0	17,1
Наименьшее		13,0	11,3	11,3	11,0	9,9	9,3	8,6	8,7	11,5	15,0	14,1	14,5	14,1
Синоп														
Среднее на уровне станции	12,7	17,1	17,0	15,4	13,7	13,7	12,1	10,0	11,3	15,1	16,7	17,4	17,2	14,7
Среднее на уровне моря		18,8	18,7	17,1	15,2	15,2	13,7	11,7	12,9	16,7	18,3	19,0	18,8	16,3
Варна														
Среднее на уровне станции	35,0	16,3	15,2	12,2	10,2	10,2	9,4	9,0	10,3	13,7	14,7	15,9	15,6	12,7
Среднее на уровне моря		20,7	19,6	16,4	14,3	14,3	13,5	13,0	14,3	17,8	18,8	20,1	20,1	16,9

Таблица 6.2

Атмосферное давление на станциях и в точках открытого моря (на уровне моря) за 1971—1980 гг., гПа

Атмосферное давление	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Одесса													
Среднее	1021,6	19,8	18,9	12,4	14,2	12,8	11,7	14,3	17,2	19,6	19,6	19,7	16,8
Наибольшее	30,1	29,0	23,9	14,1	16,5	15,8	14,0	17,1	19,5	23,2	26,6	32,7	21,9
Наименьшее	10,6	10,9	14,5	10,0	10,8	10,8	10,1	12,1	12,5	13,3	13,5	14,9	12,0
СКО	6,29	5,98	3,53	1,24	1,4	2,08	1,27	1,74	2,40	2,98	3,85	5,44	
Николаев													
Среднее	1022,0	20,1	19,2	12,6	14,2	12,7	11,6	14,3	17,2	20,0	20,0	19,9	17,0
Наибольшее	31,1	29,3	24,0	13,9	16,6	15,8	13,7	16,7	19,6	23,5	26,7	32,7	22,0
Наименьшее	10,5	10,9	14,8	10,0	10,9	10,8	9,9	12,2	12,6	14,2	14,1	15,1	12,2
СКО	6,42	5,95	3,31	1,27	1,93	1,97	1,21	1,64	2,34	2,83	3,98	5,38	
Хорлы													
Среднее	1021,7	19,8	18,9	12,6	14,5	12,4	11,2	13,4	16,7	19,4	19,9	19,7	16,7
Наибольшее	29,7	28,0	23,1	14,4	20,0	15,1	13,2	15,8	18,7	23,1	26,7	31,8	21,6
Наименьшее	10,9	11,6	14,5	10,5	11,1	11,0	9,9	11,6	12,4	14,3	14,8	14,8	12,3
СКО	5,70	5,33	3,14	1,17	2,67	1,78	1,21	1,52	2,12	2,58	3,70	5,13	

Атмосферное давление	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Черноморское													
Среднее	1020,9	19,1	18,3	12,5	14,0	12,5	11,4	13,3	16,6	19,1	19,5	19,4	16,4
Наибольшее	28,4	27,0	22,2	14,0	16,3	15,2	13,7	15,6	18,3	23,0	26,5	31,3	21,0
Наименьшее	11,1	11,6	14,5	10,1	11,0	10,8	10,0	11,6	12,5	13,8	14,6	14,5	12,2
СКО	5,45	5,13	3,06	1,20	1,73	1,75	1,32	1,48	2,04	2,63	3,50	5,06	
Севастополь													
Среднее	1020,1	18,2	17,6	12,4	13,9	12,4	11,4	12,9	16,4	18,7	19,5	19,6	16,1
Наибольшее	26,0	25,1	20,9	14,0	15,9	14,6	13,8	15,5	18,2	22,8	26,1	30,3	20,3
Наименьшее	11,9	12,0	14,1	10,2	11,4	10,8	9,8	11,1	12,8	14,3	15,4	14,6	12,4
СКО	4,59	4,42	2,85	1,15	1,51	1,61	1,43	1,47	1,83	2,37	3,06	4,69	
Ялта													
Среднее	1020,4	19,1	18,2	13,1	14,2	12,6	11,3	12,9	16,4	18,9	19,8	19,3	16,4
Наибольшее	26,7	24,9	21,2	14,7	16,1	14,7	13,4	15,1	18,2	22,9	26,3	30,0	20,4
Наименьшее	11,6	14,9	14,7	11,6	11,8	10,6	9,8	11,1	13,1	14,9	16,2	14,4	12,9
СКО	4,62	4,59	2,64	1,02	1,39	1,64	1,34	1,39	1,68	2,21	3,03	4,62	
Феодосия													
Среднее	1021,3	19,2	18,5	12,7	13,9	12,1	10,9	12,6	16,3	19,1	19,9	19,6	16,3
Наибольшее	28,7	26,4	21,6	14,6	16,0	14,6	13,0	14,7	18,1	22,8	26,4	30,5	20,6
Наименьшее	11,7	12,3	14,7	10,6	11,2	10,2	9,7	11,0	12,7	14,7	15,8	14,7	12,4
СКО	5,13	4,60	2,75	1,23	1,52	1,66	1,29	1,39	1,78	2,26	3,26	4,68	
Новороссийск													
Среднее	1020,4	18,7	18,0	13,3	14,3	12,2	10,8	11,9	15,8	18,4	19,9	19,6	16,1
Наибольшее	25,5	23,2	20,8	14,9	15,8	14,1	12,8	14,1	17,6	22,1	26,2	28,8	19,7
Наименьшее	13,0	13,9	14,8	11,7	12,7	14,1	0,93	9,9	13,0	15,5	17,2	15,3	13,4
СКО	3,77	3,15	2,31	1,03	1,08	1,40	1,36	1,30	1,41	1,87	2,72	4,04	
Туапсе													
Среднее	1010,2	18,8	17,9	13,4	14,3	12,1	10,5	11,5	15,5	18,0	20,0	19,8	16,0
Наибольшее	24,3	22,6	20,9	15,1	15,9	13,9	13,1	13,6	17,7	21,8	25,9	27,6	19,4
Наименьшее	13,9	14,3	15,0	11,5	12,7	10,5	8,7	9,9	13,3	15,2	18,0	16,0	13,3
СКО	3,11	2,75	2,13	1,03	1,12	1,48	1,54	1,26	1,33	1,90	2,42	3,46	
Гагры													
Среднее	1020,4	18,3	18,1	14,3	14,4	12,4	10,6	11,5	15,3	18,1	20,0	19,7	16,1
Наибольшее	24,6	22,5	20,9	18,6	16,1	15,3	13,1	13,9	17,6	21,9	26,0	26,5	16,9
Наименьшее	14,8	14,6	15,1	12,0	12,8	9,6	8,7	9,9	12,7	15,1	17,8	16,7	15,5
СКО	2,84	2,59	1,90	1,98	1,21	1,86	1,52	1,21	1,32	2,01	2,29	2,93	
Трабзон													
Среднее	1020,3	17,9	17,9	13,9	14,2	12,4	11,1	11,9	16,0	18,2	20,1	19,9	16,2
Наибольшее	23,8	22,4	20,9	18,1	15,9	14,6	13,9	14,5	17,6	21,7	26,2	27,6	16,9
Наименьшее	15,2	14,1	15,3	11,3	13,0	10,4	9,3	0,97	13,2	15,1	18,0	16,4	15,6
СКО	2,87	2,80	2,00	1,73	11,9	1,33	2,77	1,36	1,36	1,98	2,36	3,24	
Самсун													
Среднее	1020,0	17,7	17,7	13,5	14,2	12,6	12,2	12,4	16,1	18,4	20,0	19,8	16,2
Наибольшее	24,4	22,9	20,6	17,5	15,9	14,7	16,1	14,9	18,2	22,0	26,7	29,2	17,4
Наименьшее	16,0	14,0	14,5	10,9	12,6	10,6	10,1	10,1	13,3	14,7	17,3	16,0	15,6
СКО	3,16	3,22	2,27	1,70	1,29	1,36	2,02	1,31	1,34	2,20	2,66	3,80	
Синоп													
Среднее	1019,5	17,1	17,3	13,2	13,9	12,5	11,3	12,5	16,0	18,0	19,5	19,4	15,8
Наибольшее	24,0	22,6	20,2	17,0	15,9	14,7	14,1	15,1	18,4	22,4	27,0	28,5	16,9
Наименьшее	14,0	13,3	13,7	10,7	12,1	10,6	0,98	10,7	13,0	14,1	16,5	15,8	15,1
СКО	3,26	3,38	2,44	1,77	1,46	1,48	1,54	1,30	1,47	2,28	2,96	3,79	
Эрегли													
Среднее	1019,3	17,1	17,5	13,7	14,1	13,4	12,9	13,4	17,0	18,5	19,5	19,6	16,3
Наибольшее	23,2	13,4	14,1	10,3	12,1	11,2	10,6	10,9	13,6	14,5	17,1	15,5	15,4
Наименьшее	14,1	13,4	14,1	10,3	12,1	16,9	10,6	10,9	13,6	14,5	17,1	15,5	15,4
СКО	3,18	3,35	2,22	2,37	1,54	1,83	2,26	1,52	1,61	2,51	2,61	3,95	
Босфор													
Среднее	1019,5	17,2	17,0	13,0	13,5	12,5	11,8	13,1	16,2	18,5	19,0	19,7	15,9
Наибольшее	23,9	23,6	21,9	16,7	16,4	15,3	14,3	15,8	17,8	22,4	24,9	29,5	17,1
Наименьшее	13,7	11,9	13,0	10,1	10,6	11,0	10,1	10,5	12,5	15,2	14,6	14,5	14,4
СКО	3,64	4,11	2,98	1,86	1,87	1,54	1,46	1,49	1,47	2,36	2,96	4,48	

Атмосферное давление	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Варна													
Среднее	1021,3	18,8	18,7	14,0	14,9	13,8	13,5	15,1	18,1	20,0	20,3	21,0	17,5
Наибольшее	26,4	24,1	22,8	18,8	17,1	16,7	16,8	17,8	19,9	24,4	28,3	31,7	18,5
Наименьшее	14,0	12,8	14,6	10,4	12,1	12,1	11,4	13,1	14,1	13,9	15,5	16,4	16,7
СКО	4,37	4,76	3,26	2,24	1,89	1,81	3,80	1,54	1,89	3,11	3,45	4,52	
Сулина													
Среднее	1020,8	16,3	18,0	13,1	14,1	12,7	12,2	14,3	17,3	19,5	19,2	19,8	16,6
Наибольшее	27,6	27,8	22,6	17,7	16,4	15,7	14,7	17,3	19,0	23,2	27,5	32,3	18,2
Наименьшее	11,7	11,4	12,8	10,0	10,9	10,6	10,5	12,2	12,9	13,2	16,0	16,1	15,7
СКО	5,24	5,28	3,62	2,16	1,86	1,98	1,48	1,62	2,06	3,01	3,74	4,99	
Точка 1 (северо-западный район)													
Среднее	1020,1	17,8	17,7	12,7	13,9	12,1	11,4	13,5	16,5	18,9	19,0	19,2	16,1
Наибольшее	27,4	26,5	22,0	17,5	16,2	15,1	13,9	16,4	18,5	23,2	27,2	31,0	17,8
Наименьшее	11,5	11,5	13,3	10,1	11,0	8,9	8,9	11,7	12,7	13,6	14,1	15,5	14,5
СКО	9,7	9,3	11,7	6,5	4,9	5,1	4,4	4,0	5,5	6,5	8,1	11,1	
Точка 2 (юго-западный район)													
Среднее	1019,6	17,5	17,0	12,8	14,2	12,5	12,8	13,8	16,6	18,4	19,6	19,1	16,2
Наибольшее	24,7	24,6	21,7	17,4	16,3	15,8	19,3	16,9	18,8	23,2	31,5	29,9	17,5
Наименьшее	13,3	12,6	10,6	10,3	11,9	8,3	8,2	11,7	13,4	14,0	14,0	15,4	13,8
СКО	19,4	8,6	7,4	6,0	4,7	5,0	19,1	3,9	5,3	5,7	16,6	9,1	
Точка 3 (центральный район)													
Среднее	1018,9	17,1	17,2	12,7	14,1	12,0	11,0	12,5	15,8	18,0	19,0	18,5	15,6
Наибольшее	24,7	23,3	23,5	16,9	15,9	14,8	14,0	15,3	18,4	22,6	26,8	29,5	19,2
Наименьшее	13,0	12,9	11,3	10,7	12,1	8,0	7,8	10,3	14,0	14,4	13,4	15,2	13,3
СКО	8,0	7,9	14,0	5,8	5,2	4,9	4,0	3,7	5,1	5,9	7,3	8,4	
Точка 4 (северо-восточный район)													
Среднее	1019,5	17,4	17,3	13,0	14,0	11,5	10,5	11,9	15,4	18,0	19,2	18,5	15,5
Наибольшее	25,2	23,2	20,7	16,9	15,8	14,2	13,2	14,4	17,6	22,2	26,4	28,6	17,0
Наименьшее	12,6	12,9	12,9	11,2	12,3	8,2	7,7	10,1	12,9	14,9	14,9	15,1	13,7
СКО	7,8	7,7	6,7	6,2	4,5	5,3	3,9	3,6	5,3	5,6	6,7	8,8	
Точка 5 (юго-восточный район)													
Среднее	1019,5	18,5	17,5	13,5	14,1	11,7	10,6	11,5	15,1	17,4	19,2	19,2	15,6
Наибольшее	23,0	25,3	21,8	15,8	14,3	13,5	14,2	17,5	21,7	26,1	27,4	16,8	16,8
Наименьшее	14,3	13,4	12,3	11,1	12,6	7,8	7,5	9,6	12,9	14,3	15,1	16,0	13,4
СКО	18,6	25,4	18,5	18,4	4,7	5,2	4,0	3,5	4,8	5,4	6,3	18,6	

людается частое вторжение циклонов, но с марта происходит ослабление циклонической деятельности и уменьшение влияния средиземноморской депрессии.

Наиболее полные материалы по режиму атмосферного давления опубликованы в работе [66]. Средние значения, полученные более чем за 70-летний период, приняты за норму. При исследовании атмосферного давления на побережье использованы материалы наблюдений 24 отечественных морских гидрометеорологических станций за период их работы с момента открытия до 1966 г. По всем станциям, кроме короткорядных (Вилково, Белгород-Днестровский, Очаков, Тендровский маяк, Черноморское), многолетние значения (нормы) получены арифметическим осреднением. Данные короткорядных станций приведены к основному периоду принятым в климатологии методом разностей с ближайшими станциями. Дополнительно к материалам наблюдений советских станций при анализе годового хода атмосферного давления использованы результаты наблюдений шести зарубежных станций, помещенные в работе [60]. Результаты обобщения этих материалов приведены в табл. 6.1.

На побережье среднее за год атмосферное давление, приведенное к уровню моря, изменяется от 1012,2 гПа в северо-восточном районе до 1017,0 гПа в северо-западном. В годовом ходе ясно прослеживается максимум в холодный период года и минимум — в теплый. Это хорошо иллюстрируют данные об изменении среднего давления от месяца к месяцу. В первую половину года давление от месяца к месяцу падает, во вторую растет. Наиболее резкое падение давления наблюдается от марта к апрелю, наиболее быстрый рост — от августа к сентябрю. Максимальное среднее месячное давление составляет 1019—1021 гПа, минимальное — 1010—1012 гПа. Годовая изменчивость давления составляет около 8—9 гПа. Минимальное давление воздуха на всех морских гидрометеорологических станциях отмечено в июле, максимальное давление на советском побережье — в ноябре, на турецком, болгарском и румынском — в январе. Начиная с декабря среднее месячное атмосферное давление постепенно снижается причем неравномерно. Наи-

более резко давление уменьшается от марта к апрелю (на большинстве береговых станций на 2—2,5 гПа). От января к февралю и от мая к июню падение давления составляет 1,5—2 гПа, от апреля к маю — 0,5—1 гПа. От июня к июлю падение давления по побережью изменяется от 1 гПа в северной части моря до 1,5 гПА на побережье Крыма и 2 гПа на побережье Кавказа. С августа атмосферное давление начинает расти. Наиболее резкое увеличение среднего месячного атмосферного давления отмечается от августа к сентябрю (около 4 гПа). От сентября к октябрю рост давления составляет 2—3 гПа и от октября к ноябрю — около 1 гПа.

Кроме описания режима атмосферного давления на побережье в работе [66] приведены данные о давлении воздуха над открытым морем, но только для января и июля. При этом были использованы результаты обработки наблюдений за давлением на экспедиционных и транспортных судах за 1891—1965 гг., а также из литературных источников.

Для уточнения современного режима давления над Черным морем была исследована изменчивость атмосферного давления за 1971—1980 гг. Использованы данные об атмосферном давлении на 25 гидрометеорологических станциях, расположенных на побережье Черного моря, в районе суши, прилегающей к побережью, и в пяти постоянных точках, равномерно распределенных по акватории Черного моря. По станциям турецкого, румынского, болгарского побережий и по пяти точкам в открытом море данные о давлении сняты с основных синоптических карт за четыре срока (03, 09, 15, 21 ч).

СКО давления по береговым станциям рассчитано из средних месячных значений, по открытому морю — из 4-срочных ежесуточных значений (табл. 6.2).

6.2. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

Анализ внутригодового хода среднего месячного многолетнего давления (рис. 6.1, 6.2), рассчитанного за 1971—1980 гг. по береговым гидрометеорологическим станциям, показал схожесть с изменениями давления, представленными в табл. 6.1 из работы [66], но абсолютные значения среднего месячного и среднего годового атмосферного давления за 1971—1980 гг. выше в среднем на 1—3 гПа.

СКО давления в открытом море (рис. 6.3) указывает на значительные колебания в течение месяца и года.

Годовая изменчивость среднего месячного давления за 1971—1980 гг. составляет 7—10 гПа, наибольшая — на северном побережье и убывает к югу. В Одессе, Николаеве, Феодосии разница между наибольшим и наименьшим средним давлением составляет 10,4—10,5 гПа. Наименьшая изменчивость среднего давления — на турецком побережье моря, достигает минимума в юго-восточной части 6,7 гПа.

По характеру размещения областей высокого и низкого давления над открытым морем (рис. 6.4) в течение года можно выделить отдельные периоды. С октября по март давление над северными районами моря относительно выше, чем над центральным и южными, и область пониженного давления вытянута с запада на восток. Далее, в апреле—мае почти над всем морем распространяется малоградиентная область пониженного давления и лишь у западного побережья давление выше. В июне—сентябре область высокого давления распространяется от западного побережья на восток так, что над всей западной половиной моря давление выше, чем над восточной. И затем, в октябре область пониженного давления опять начинает распространяться с востока на запад вдоль южного побережья.

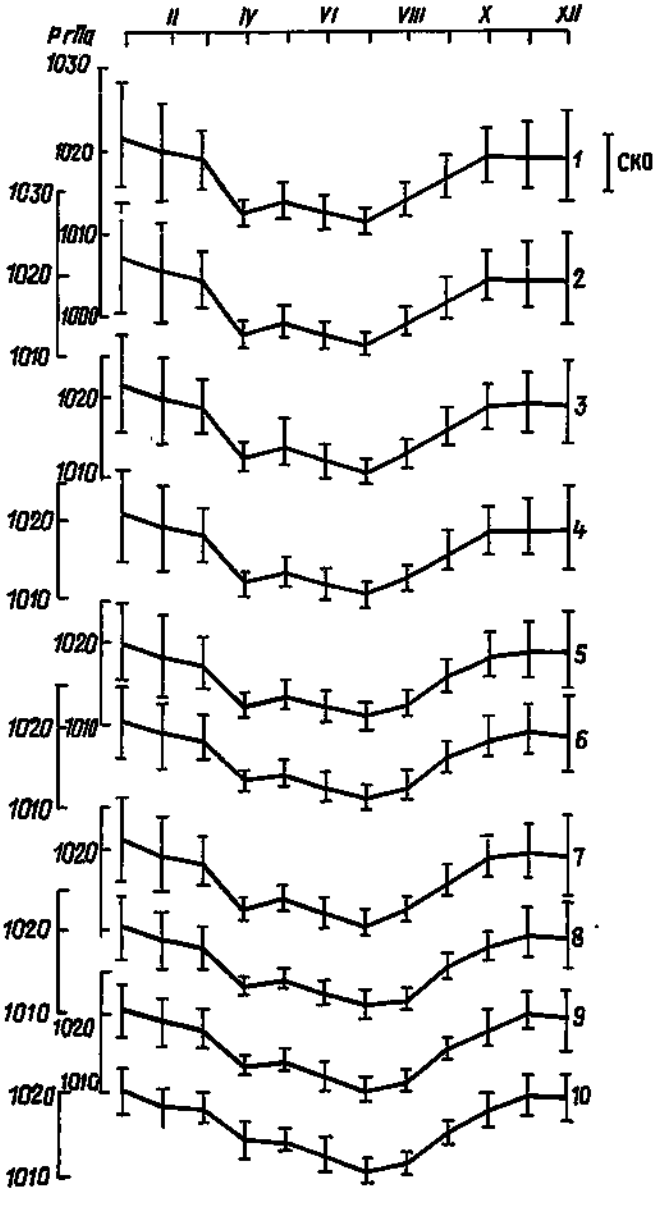


Рис. 6.1. Годовой ход среднего месячного давления на побережье, гПа.

1 — Одесса; *2* — Николаев; *3* — Хорлы; *4* — Черноморское; *5* — Севастополь; *6* — Ялта; *7* — Феодосия; *8* — Новороссийск; *9* — Туапсе; *10* — Гагры.

В январе над южной и центральной частями моря наблюдается область пониженного давления, наиболее низкое давление над юго-восточной частью моря. К северу и северо-западу давление

повышается. Наиболее высокое давление наблюдается у западного побережья и в северо-восточном районе. На северо-западный район открытого моря вытянута неглубокая ложбина от области низкого давления над югом моря.

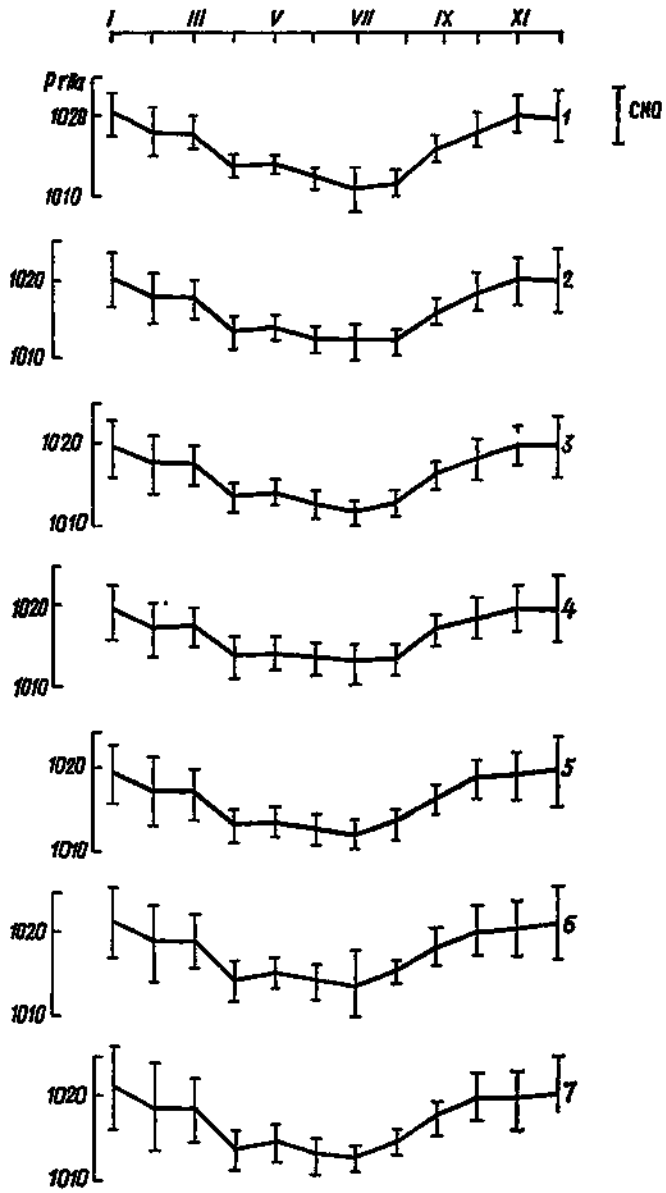


Рис. 6.2. Годовой ход среднего месячного давления на побережье, гПа.
1 — Трабзон; *2* — Самсун; *3* — Синоп; *4* — Эрегля; *5* — Босфор; *6* — Варна; *7* — Констанца.

В феврале характер поля давления над Черным морем в основном сохраняется, лишь на центральную часть юго-востока моря распространяется слабо выраженный гребень в направлении от Туапсе. Небольшая область относительно пониженного давления сохраняется у юго-восточного побережья в районе Батуми. Следует отметить, что у юго-восточного побережья Черного моря, в районе Сухуми—Поти—Батуми, в течение всего года сохраняется область пониженного давления, слегка опускающаяся к югу в холодное время года и поднимающаяся севернее в теплое время года.

В марте область низкого давления распространяется по акватории моря на север и занимает южные и центральные районы моря. Давление увеличивается в направлении на север и также к западному побережью моря. Вдоль западного побережья, более выраженно, чем в январе и феврале,

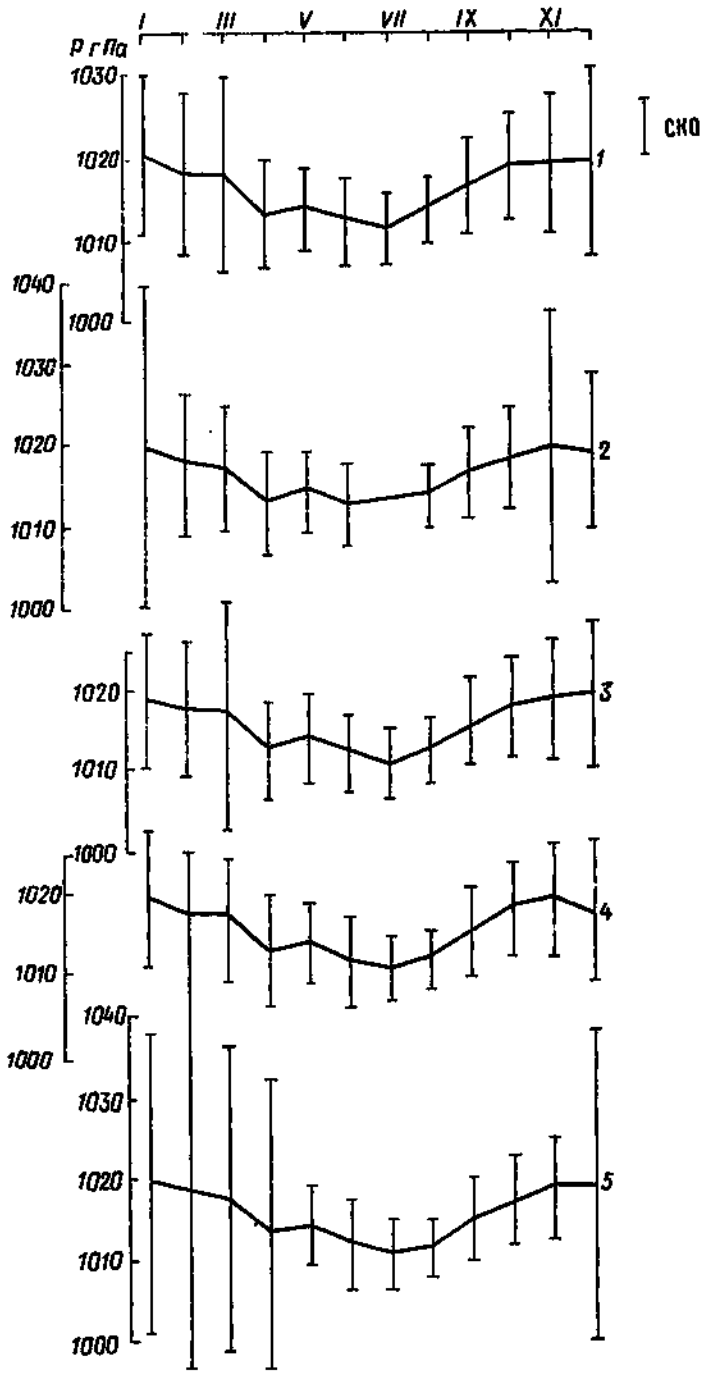


Рис. 6.3. Годовой ход среднего месячного давления над морем, гПа.
1—5 — номер точек.

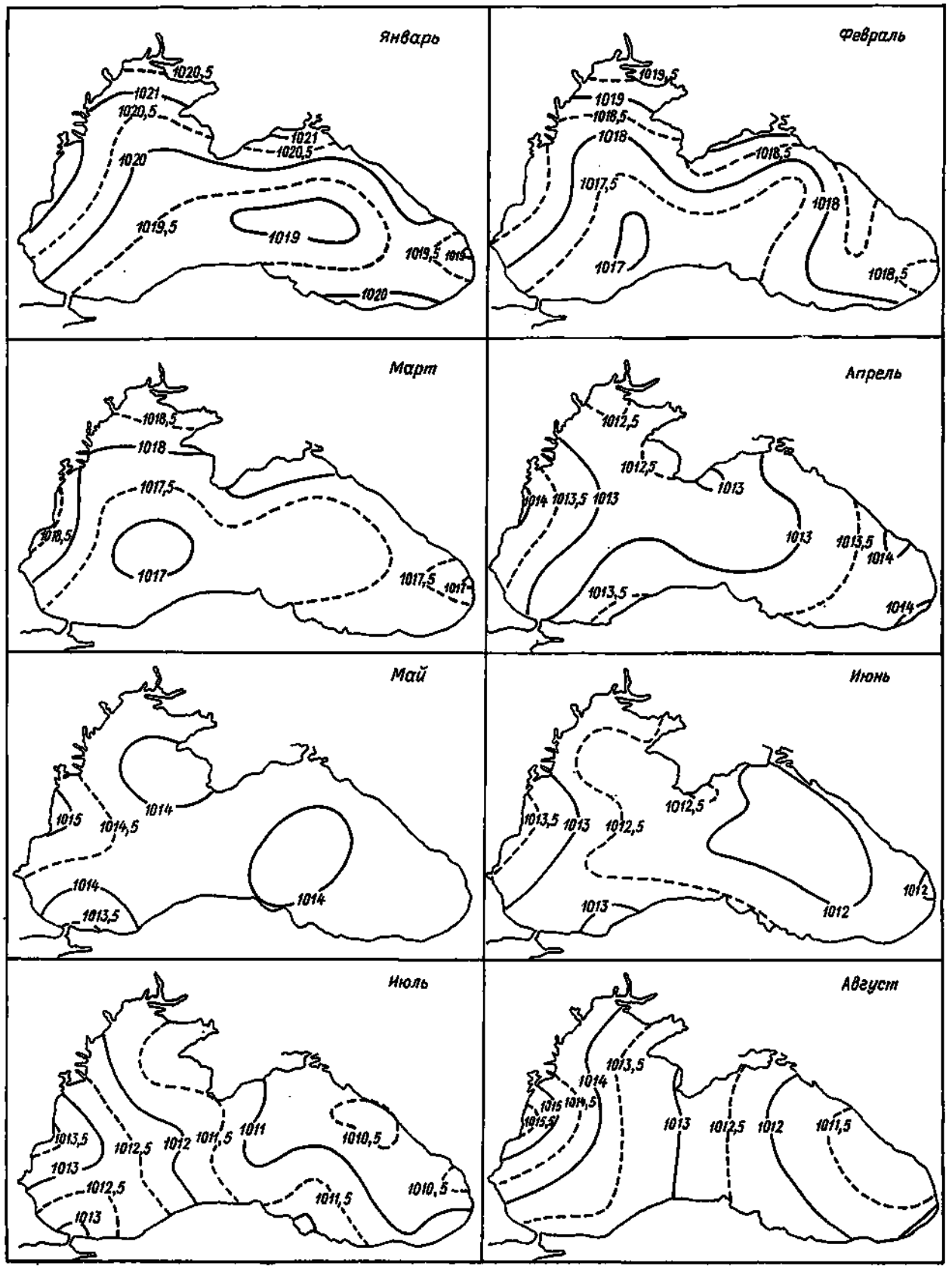
начинает выделяться область давления, повышенного по сравнению с центральной частью западной половины моря. Над центральной частью юго-востока моря сохраняется небольшая перемычка высокого давления. В районе Поти — область пониженного давления.

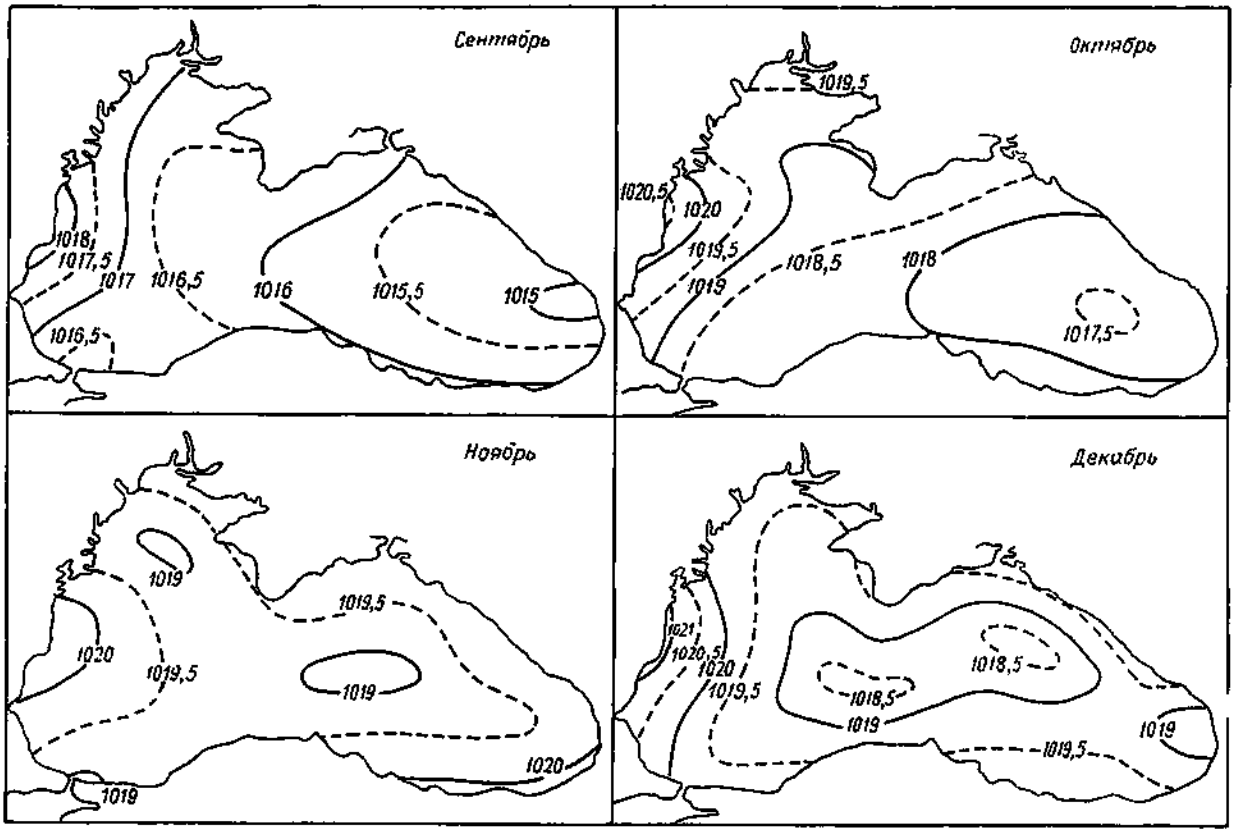
В апреле область пониженного давления захватывает северные районы моря. У западного побережья наблюдается еще более распространившаяся на открытое море с марта область высокого

давления. Вдоль побережья Турции появляется узкая область повышенного давления. Над юго-востоком моря сохраняется та же ситуация, что и в марте.

В мае над всем морем распространяется малоградиентное поле пониженного давления. Вдоль западного побережья сохраняется область более высокого давления.

В июне над основной частью моря сохраняется область низкого давления, но центр этой области смещается к востоку и находится над восточной половиной моря. Вдоль западного побережья так





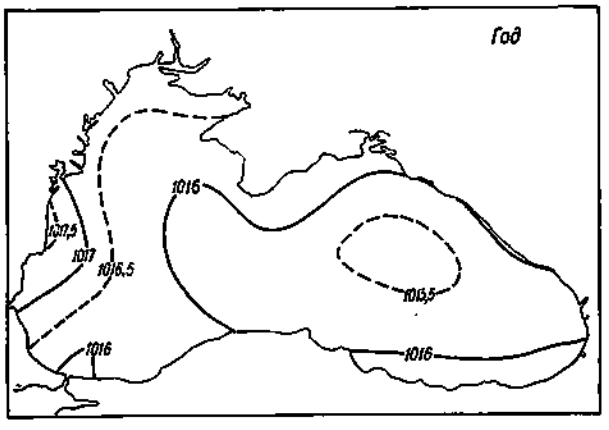


Рис. 6.4. Распределение давления над Черным морем, гПа.

же сохраняется область повышенного давления. Узкий район повышенного давления наблюдается вдоль побережья Турции. В районе Босфора продолжает сохраняться область пониженного давления.

В июле область низкого давления над морем еще более смещается к востоку и ее центр находится у Кавказского побережья Черного моря, в районе Туапсе. Над западом и северо-западом акватории находится область пониженного давления.

В августе область низкого давления находится над восточной половиной моря, а ее центр — у юго-восточного побережья моря. Над западной половиной моря находится область более высокого давления. У Босфора продолжает сохраняться небольшая область пониженного давления.

В сентябре область низкого давления начинает распространяться на запад, но центр области продолжает располагаться у юго-восточного побережья моря. Область более повышенного давления располагается лишь вдоль западного и северо-западного побережий.

В октябре область низкого давления занимает южные и центральные районы моря, центр ее смещается западней, на юго-восточный район. На северо-западный район от центра моря направлена неглубокая ложбина. Вдоль западного побережья наблюдается небольшая область повышенного давления.

В ноябре область низкого давления располагается над всей открытой частью моря за исключением области повышенного давления у западного побережья. Над всей территорией моря давление повышается к побережьям. У Босфора наблюдается область пониженного давления.

В декабре область низкого давления, слегка сместившаяся к югу, располагается над центральными районами моря, в сторону северо-западного района направлена лишь ложбина от центральных районов моря. У западного побережья продолжает сохраняться область повышенного давления.

Далее область низкого давления продолжает смещаться к югу.

Анализ межгодовой изменчивости по значениям СКО станций и открытого моря, рассчитанным по среднемесячному атмосферному давлению за 1971—1980 гг., показал, что наибольшие отклонения от среднего наблюдаются в холодные месяцы, когда среднее давление тоже достигает наибольших значений. В январе СКО составляет 4—6 гПа. К летним месяцам оно убывает и в июле составляет 1,2—2 гПа. Наибольшее отклонение отмечено на северном побережье и наименьшее на побережье Турции. Выводы о межгодовой изменчивости давления по материалам этого периода совпадают с аналогичными выводами, полученными за более длинный ряд лет.

7. АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ И СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ

Режим осадков связан с определенными типами синоптических процессов [25].

Зимой над Черным морем преобладают циклонические типы. Среди них чаще всего на погоду моря оказывают влияние циклоны, смещающиеся с юга и юго-запада непосредственно через море или вблизи от него, и циклоны, движущиеся с запада на восток через европейскую часть СССР севернее 52-й параллели и оказывающие влияние на погоду моря своими масштабами и фронтами. Преобладание циклонических типов обусловлено усилением зимой циклонической деятельности над Средиземным и Черным морями, а также над северными районами Атлантического океана. Редко повторяющиеся антициклонические типы синоптических процессов наблюдаются в середине зимы и обусловлены влиянием сибирского антициклона.

В весенний период над Черным морем сохраняется преобладание циклонических типов синоптических процессов, хотя их повторяемость и уменьшается. К концу весны начинает увеличиваться влияние азорского антициклона, проявляющееся в частом смещении антициклонов с запада на восток через юг европейской части СССР и Черное море.

В летний период повторяемость циклонических и антициклонических типов бывает почти одинакова. Влияние азорского антициклона при этом еще более усиливается.

В течение первой половины осени преобладающими типами синоптических процессов над Черным морем являются антициклонические. К концу осени влияние азорского антициклона резко ослабевает, что приводит вновь к установлению преобладания циклонических типов синоптических процессов. Начиная с октября заметно увеличивается влияние сибирского антициклона.

В период с января—февраля по август большую повторяемость имеют антициклонические типы и повторяемость осадков резко убывает. В сентябре и октябре в характере распределения значений повторяемости осадков над морем еще сохраняются черты летнего периода. В последующие месяцы происходит значительное увеличение повторяемости осадков над всеми районами моря.

Наиболее подробно представлены методы расчета и уточнены месячные и годовые суммы осадков, выпавших на поверхность моря за 1923—1940, 1945—1985 гг., в разделе «Водный баланс». Из 27 советских гидрометеорологических станций, отобранных для оценки количества осадков на побережье, в этом разделе охарактеризованы 11, по которым имелись данные за весь период.

В табл. 7.1 приведены средние многолетние суммы осадков по другим станциям советского и зарубежного побережья.

Особенности распределения сумм осадков над акваторией моря связаны как с характером развития процессов атмосферной циркуляции над морем и прилегающими к нему районами, так и с особенностями орографии побережья. Главной причиной выпадения осадков над Черным морем, как указывалось, является циклоническая деятельность; термическая конвекция имеет существенное значение лишь в летнее время и только на побережье и в узкой прибрежной полосе. Так как основная масса средиземноморских циклонов проходит над южными районами моря с запада на восток, то, как на побережье, так и в открытом море, наибольшее количество осадков выпадает в течение всего года в восточных и юго-восточных районах [4]. Побережье Черного моря имеет разнообразный и сложный рельеф — ровные, низкие берега на северо-западе моря и на западном берегу Крымского полуострова, подступающие к морю отроги Кавказского хребта на восточном побережье, гряды Крымских гор на южном берегу Крыма. Это обусловливает различия в режиме осадков над отдельными участками побережья и над прилегающими районами моря. Чем более равнинный характер берегов, тем меньше выпадает осадков. Напротив, чем более гористы берега и, что самое главное, чем более перпендикулярно к направлению ветра они расположены, тем больше выпадает осадков. На равнинных берегах воздушные течения, насыщенные влагой, свободно проходят, не выделяя осадков. Встречая гористый берег, восходя по нему кверху и охлаждаясь, они выделяют обильные осадки. Это главным образом наблюдается в восточной части моря, где горные хребты преграждают путь влажным западным и юго-западным средиземноморским ветрам [44]. Особенно много осадков выпадает на юго-восточном побережье, так как здесь Кавказские горы, высота которых увеличивается к югу, близко подходят к берегу, и их хребты ориентированы поперек основных влагонесущих потоков. На побережье от Анапы до Батуми в районе Ризе годовое количество осадков возрастает соответственно от 575 до 2663—2744 мм, а в открытом море в этих районах количество осадков увеличивается в направлении к югу от 250 до 800—900 мм. Сравнительно много осадков выпадает также на юго-западе моря и в узкой береговой полосе у Южного берега Крыма (ЮБК). Меньше всего осадков выпадает на северо-западе моря, где их годовое количество изменяется от 400—500 мм на побережье до 200 мм в море. Наибольшие градиенты осадков на юго-востоке моря, от центральной части восточной половины моря по направлению к юго-востоку, и наименьшие градиенты осадков в северо-западной части моря.

Холодный период, к которому условно отнесены месяцы с ноября по март, характеризуется выпадением жидких, твердых, смешанных осадков [66]. В северо-западной части моря число дней с твердыми осадками сравнимо с числом дней, когда выпадают жидкие осадки. В районе ЮБК и на побережье Кавказа число дней с жидкими осадками преобладает во все зимние месяцы. Над морем и над частью побережья (ЮБК и северо-восточный берег моря) наблюдается средиземноморский тип годового хода, т. е. количество осадков за холодный период преобладает над количеством осадков за теплый период года [13]. На основной части побережья имеет место континентальный тип годового хода осадков, т. е. преобладание осадков теплого периода над осадками холодного периода.

В годовом ходе осадков на побережье и над открытым морем максимум осадков чаще всего

Таблица 7.1

Среднее месячное и годовое количество осадков по побережью, мм

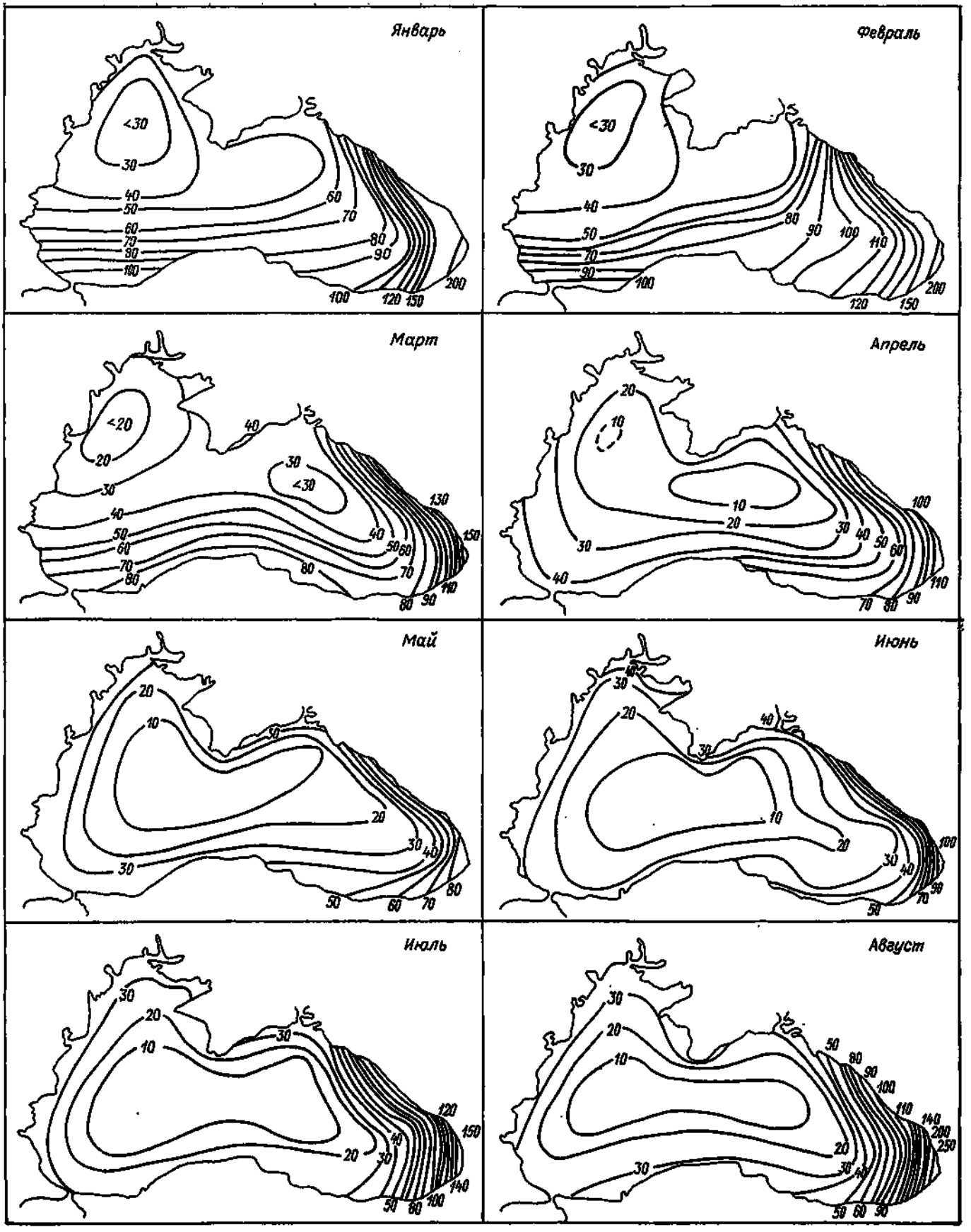
Станция	Период наблюдения	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
Вилково	1945—1975	52	55	36	36	46	50	45	36	40	28	48	56	528
Белгород-Днестровский	1923—1940, 1945—1965	40	38	26	30	38	66	36	39	27	28	43	52	463
Очаков	1925—1940, 1945—1975	44	40	31	28	38	53	32	38	33	33	42	52	464
Стерегущий	1933—1940, 1946—1975	42	38	34	27	29	43	30	32	33	37	38	48	431
Черноморское	1927—1940, 1945—1975	40	35	29	26	36	26	25	34	40	42	45	51	419
Херсонесский маяк	1923—1940, 1945—1975	41	37	30	24	22	26	22	25	30	37	49	57	400
Сарыч, маяк	1923—1940	47	45	39	26	19	25	23	32	39	42	51	63	451
Алушта	1926—1940, 1945—1975	65	53	38	27	35	36	31	25	29	37	56	66	498
Судак	1923—1940, 1945—1963	32	31	24	21	27	35	27	30	27	32	37	38	361
Карадаг	1923—1940, 1945—1965	35	35	30	29	29	39	31	27	31	31	41	43	401
Геленджик	1924—1940, 1945—1975	92	86	67	53	45	55	58	57	45	60	79	111	808
Туапсе, порт	1923—1940, 1945—1954	171	167	110	79	56	85	130	124	93	136	129	183	1463
Туапсе, обсерватория	1957—1975	166	166	126	88	80	96	97	119	129	113	167	192	1519
Гагра	1927—1936, 1939—1940, 1945—1975	146	150	141	115	97	93	89	109	124	114	131	155	1464
Пицунда, маяк	1925—1940, 1945—1975	146	136	128	109	88	86	103	122	137	127	141	166	1489
Гудаута	1927—1940, 1945—1975	155	142	136	115	98	91	114	110	135	137	135	170	1538
Очамчира	1930—1940, 1945—1975	128	120	126	97	91	137	127	121	142	136	111	123	1459
Ризе	1923—1940, 1945—1975	232	231	186	132	95	152	166	249	292	263	353	312	2663
Трабзон	1923—1940, 1945—1975	81	86	62	63	45	50	48	57	79	100	136	101	908
Гиресун	1924—1940, 1945—1975	130	144	121	75	57	57	91	103	141	120	221	169	1450
Самсун	1923—1940, 1945—1975	73	72	71	60	42	42	55	35	61	61	102	104	779
Синоп	1923—1940, 1945—1975	86	70	52	44	40	51	39	46	66	74	114	114	796
Бургас	1923—1940, 1945—1975	40	52	39	45	52	81	47	32	29	44	62	56	579
Варна	1923—1940, 1945—1975	33	30	31	37	43	62	48	42	31	56	54	61	528
Каварна	1923—1940, 1945—1975	27	31	31	34	40	39	55	24	23	49	51	47	471
Констанца	1923—1940, 1945—1975	35	37	35	32	35	41	45	36	22	26	30	46	420
Сулина	1923—1940, 1945—1975	26	23	23	28	33	43	34	44	23	35	36	34	382

наблюдается в декабре—январе, на юго-востоке — в ноябре, на побережье северо-западного района максимальное количество осадков выпадает в июне. В отдельные годы в зависимости от условий циркуляции атмосферы максимум и минимум осадков могут сдвигаться на другие месяцы.

С апреля по сентябрь на картах прослеживается замкнутая область минимального количества осадков, охватывающая центральные районы моря (рис. 7.1). Особенно мало осадков в этом районе моря выпадает в июле—августе. В октябре—марте в центральной части моря наблюдается две области с наименьшим количеством осадков: в северо-западном и северо-восточных районах, где за месяц их выпадает 20—30 мм. По направлению к берегам количество осадков увеличивается.

Временной ход осадков над морем (рис. 7.2) за год и по сезонам представлен в виде отношений количества осадков данного года к среднему многолетнему. Наибольшая изменчивость осадков над морем наблюдается весной, наименьшая — летом. Среднее абсолютное отклонение сумм осадков отдельных лет от нормы, выраженное в процентах от этой нормы, составляет зимой (январь) 37, весной (апрель) 42, летом (июль) 35, осенью (октябрь) 37 %. Годовые суммы осадков отличаются наименьшей изменчивостью — 13 %.

Изменчивость осадков на побережье больше, чем в открытом море. Так, изменчивость годовых сумм осадков в Одессе 21 %, в Севастополе 17 %, в Феодосии 16 %, в Новороссийске 19 % и в Поти, как и в открытом море, — 13 %. Изменчивость


Январь
<30
30
40
50
60
70
80
90
100
60
70
80
90
100
120
150
200
Февраль
<30
30
40
50
70
90
100
80
90
100
110
120
150
200
Март
<20
20
30
<30
40
50
60
70
80
40
50
60
70
80
90
100
110
130
150
Апрель
20
10
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
110
Май
20
10
30
20
30
40
50
60
70
80
Июнь
40
30
20
40
30
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
Июль
30
20
10
30
20
30
40
50
60
100
120
140
150
Август
30
20
10
50
80
90
100
110
140
200
250
20
30
40
50
60
90

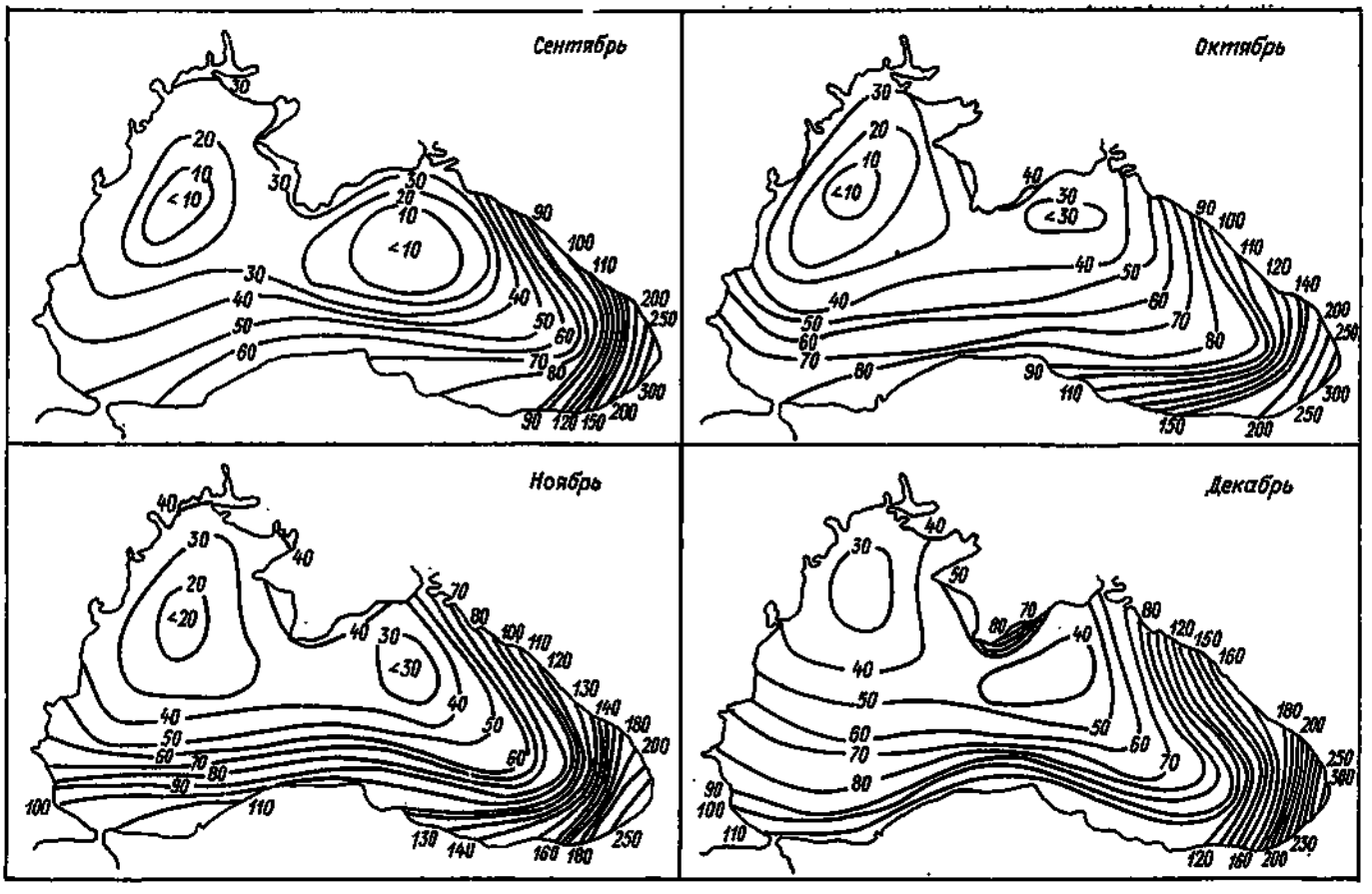


Рис. 7.1. Атмосферные осадки над Черным морем, мм.

месячных сумм осадков на побережье, как и над морем, больше, чем годовых.

Наибольшим числом дней с осадками отличаются те районы побережья моря, где и количество выпадающих осадков самое большое [66]. На юго-восточном берегу моря в среднем за год наблюдается 150—170 сут с осадками, на участке от Сочи до Анапы число дней с осадками уменьшается к северу от 149 до 108. На северо-западном и Крымском побережье осадки бывают в течение 100—110 сут, а в районе ЮБК число дней с осадками возрастает до 115—125. Во всех районах побережья наибольшим числом дней с осадками отличается холодный период года, наименьшим — теплый [66].

Важной характеристикой режима осадков является их интенсивность, т. е. количество осадков, выпадающих за единицу времени. На всем побережье интенсивность летних осадков больше, чем интенсивность осадков за холодный период, вследствие преобладания летом ливневых дождей. Только на юго-востоке моря среднее количество осадков в день с осадками оказывается большим в холодную часть года. Данные о продолжительности выпадения осадков вместе с данными о количестве выпавших осадков позволяют рассчитать их интенсивность.

Суммарная продолжительность осадков наиболее велика в холодное время года. Ее максимум чаще всего отмечается в январе—марте, когда преобладают сравнительно частые и малоинтенсивные обложные и моросящие дожди. Ее значения минимальны в июле—августе, когда при сравнительно большом влагосодержании воздуха преобладают осадки ливневого характера, которые иногда сопровождаются грозами. Наименьшая интенсивность осадков наблюдается на северо-западном и северном побережье Черного моря, наибольшая — на юго-востоке моря [66].

На северо-западе Черноморского побережья и в Крыму суточные максимумы осадков обычно имеют наибольшие значения летом (70—90 мм, в Ялте — 189 мм). В районе Кавказского побережья суточные максимумы достигают 150—200 мм и тоже наблюдаются преимущественно летом.

Сильные ливни возникают при внутримассовых процессах и охватывают небольшую территорию. При затоке на Черное море холодного воздуха с Балканского полуострова создаются благоприятные условия для обострения атмосферных фронтов и выпадения существенных осадков на большой площади [47, 53].

На рис. 7.3—7.5 приведены примеры синоптической ситуации, благоприятной для выпадения обильных осадков на северном и северо-восточном побережье Черного моря. Как видно из кольцевой приземной карты за 30 июня 1978 г. (рис. 7.3), над Черным морем располагалась тыловая часть циклона с центром в районе Мариуполя и давлением 1002 гПа, который перемещался через Черное море с Западной Европы. Он принес с собой влажную неустойчивую воздушную массу, прогрев которой привел к образованию кучево-дождевой облачности и выпадению над всей территорией Черного

моря ливневых осадков. Этому способствовало высотное барическое поле. На карте AT_{700} (рис. 7.4) над Черным морем и Крымом располагался высотный циклон, в тылу которого наблюдались слабые ветры и температура воздушной массы —2... —4 С. На термобарической карте (рис. 7.5) четко прослеживается очаг холода.

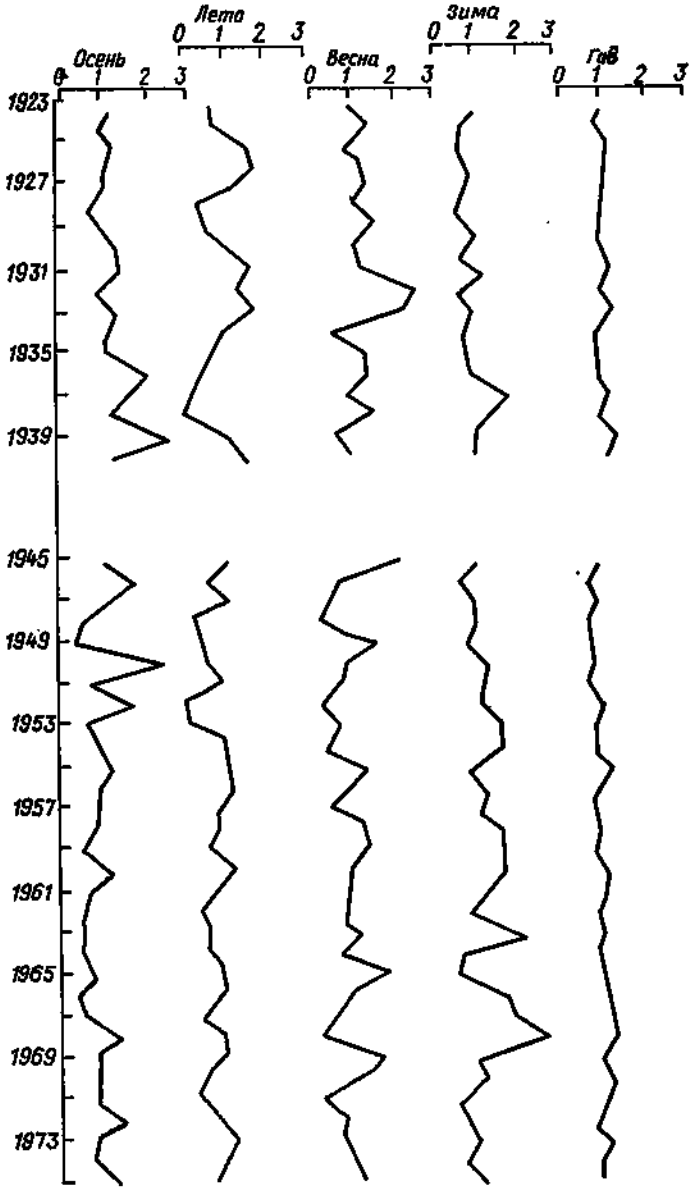


Рис. 7.2. Временной ход осадков над Черным морем (в виде отношения количества осадков за данный год к среднему многолетнему).

В зимний период, как указывалось, атмосферные осадки могут выпадать в виде снега, образующего снежный покров. На побережье Черного моря он отличается неустойчивостью и сохраняется непродолжительное время. На севере побережья он появляется во второй половине декабря, в южных районах — в начале января. Окончательно снежный покров сходит в конце февраля в южных районах и в середине марта в северных. Между этими сроками снежный покров может сходить и образовываться по нескольку раз.

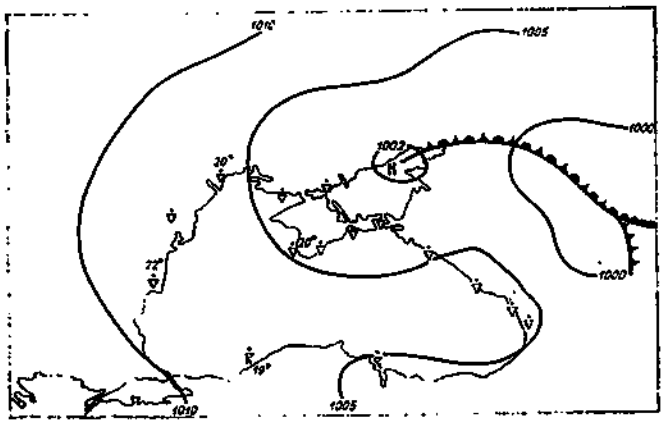


Рис. 7.3. Синоптическая ситуация, благоприятная для выпадения обильных осадков. Приземная карта, 30 июня 1978 г.

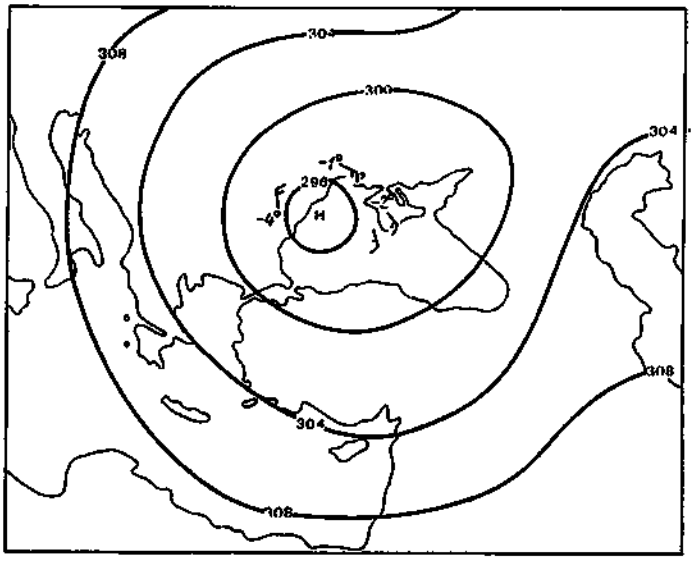


Рис. 7.4. Карта барической топографии 700 гПа, 30 июня 1978 г.

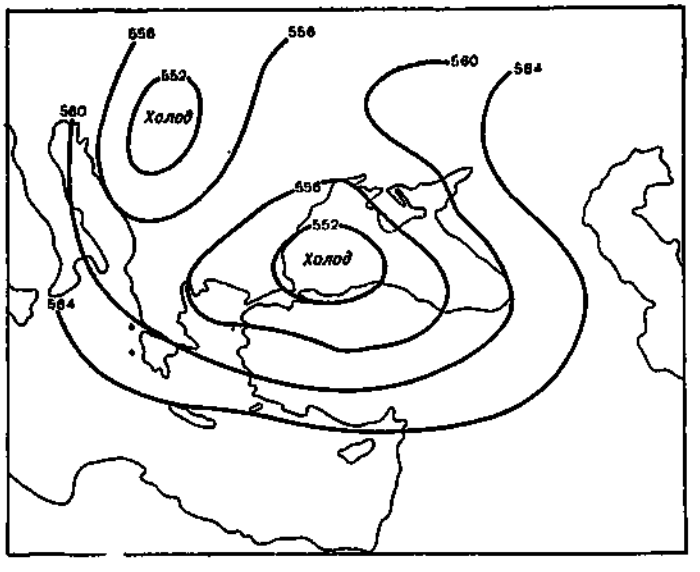


Рис. 7.5. Термобарическая карта OT^{500}_{1000}, 30 июня 1978 г.

Таблица 7.2

Среднее (числитель) и наибольшее (знаменатель) число дней со снегом

Станция	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	За зиму
Одесса	0,1 / 2	1 / 5	4 / 10	6 / 14	6 / 16	4 / 11	0,5 / 4	0,02 / 1	22 / 43
Тендровский маяк		0,6 / 5	3 / 7	4 / 14	4 / 10	2 / 8	0,2 / 2		14 / 17
Скадовск	0,03 / 1	1 / 7	4 / 10	5 / 13	5 / 14	4 / 10	0,2 / 3		19 / 33
Тарханкут	0,06 / 1	0,8 / 5	2 / 10	3 / 15	3 / 10	2 / 9	0,1 / 2		11 / 29
Черноморское		0,9 / 6	3 / 8	5 / 18	5 / 23	3 / 9	0,3 / 3		17 / 42
Евпатория	0,02 / 1	1 / 6	3 / 9	5 / 16	6 / 21	3 / 11	0,4 / 3		18 / 38
Алушта		0,2 / 2	2 / 8	5 / 20	5 / 18	3 / 11	0,06 / 1		15 / 40
Феодосия	0,03 / 1	0,8 / 6	4 / 13	6 / 15	6 / 17	3 / 12	0,2 / 3		20 / 41
Керчь	0,1 / 0,2	1 / 7	4 / 10	6 / 18	6 / 14	4 / 12	0,5 / 4	0,02 / 1	22 / 44
Новороссийск	0,09 / 1	1 / 7	3 / 9	5 / 14	5 / 19	3 / 12	0,6 / 4		18 / 34
Туапсе	0,1 / 2	0,4 / 5	3 / 11	4 / 14	5 / 14	3 / 13	0,5 / 4		16 / 32
Поти	0,02 / 1	0,5 / 5	2 / 8	4 / 21	4 / 19	2 / 9	0,2 / 4		13 / 35

Таблица 7.3

Повторяемость зим с различной наибольшей средней декадной высотой снежного покрова, %

Станция	Высота снежного покрова, см						Максимальная высота, см
	0	1—5	6—10	11—20	21—30	31—40	
Скадовск	8	72	14	6			15
Евпатория	5	61	25	6	0	3	34
Севастополь	14	61	25				10
Ялта	21	56	10	12	1		19
Феодосия	3	53	26	6	6	6	32
Керчь	4	54	25	9	0	8	39

В среднем за зиму на северо-западном участке побережья бывает от 25 до 40 сут со снежным покровом [66]. В Крыму 15—25 сут, но в районе ЮБК среднее число дней со снежным покровом не превышает 15. На северо-востоке моря — 14—17 сут, на юго-востоке — меньше 15 сут (табл. 7.2).

Устойчивый снежный покров, сохраняющийся непрерывно в течение месяца с перерывами не более 3 сут подряд, наблюдается на Черноморском побережье в 5—10 % зим [66].

Высота снежного покрова на побережье моря незначительна (табл. 7.3). Преобладает средняя декадная высота до 5 см, но в редкие зимы она достигает 34—39 см.

8. ОПАСНЫЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ

В настоящем разделе представлено краткое описание режима ряда гидрометеорологических явлений: туманов, гроз, града, метелей, обледенения судов и гидротехнических сооружений, которые в зависимости от интенсивности, степени распределения и от продолжительности действия могут наносить значительный ущерб народному хозяйству.

Систематические наблюдения в открытом море отсутствуют, в связи с этим для характеристики режима опасных атмосферных явлений использованы в основном сети береговых гидрометеорологических станций и сведения из литературных источников [31, 37, 40, 65, 66 и др.].

8.1. ТУМАНЫ

Помутнение воздуха, сопровождающееся уменьшением видимости до 1 км и менее, вызванное скоплением продуктов конденсации (капель или кристаллов, или тех и других вместе), взвешенных

в воздухе непосредственно над поверхностью земли, принято называть туманом. Различают несколько типов туманов в зависимости от процессов образования. К внутримассовым туманам (возникающим без участия фронтальных процессов) относятся: 1) туманы охлаждения, образующиеся вследствие понижения температуры воздуха, которые в свою очередь разделяются на адвективные и радиационные, возникающие при охлаждении воздуха, движущегося на более холодную подстилающую поверхность или находящегося над поверхностью радиационно выхолаживающейся; 2) туманы испарения — от насыщения холодного воздуха над теплой водой; 3) туманы склонов — от адиабатического охлаждения воздуха, восходящего по горному склону. Фронтальные туманы обусловлены помимо адвекции насыщением воздуха фронтальными осадками и его адиабатическим охлаждением при предфронтальном падении давления. Они наблюдаются в сравнительно узких зонах перед фронтами. При смешении двух масс воздуха с разной температурой и влажностью в переходном слое между ними могут возникнуть туманы смешения.

Обобщением исследований о туманах, выполненных в 60—70-х гг., явилась монография [60], в которой изложены физические условия образования и рассеяния туманов, их географическое распределение над европейской частью СССР и влияние местных особенностей, описаны методы прогноза различных видов туманов и другие вопросы. Полная режимная характеристика туманов за весь период наблюдений по 1966 г. приведена в [66].

Над Черным морем и его побережьем наиболее часто встречаются адвективные туманы охлаждения. Максимум повторяемости их приходится на весенние месяцы, когда преобладающим процессом является вынос теплых и относительно влажных масс воздуха на еще не прогретую поверхность моря.

С целью изучения особенностей возникновения адвективных туманов охлаждения (в дальнейшем именуемых морскими) над Черным морем был обработан массив синоптического и климатического материала научных фондов ГМЦ и СО ГОИНа за март, апрель, май, июнь 1962—1976 гг., а также данные с метеорологических спутников. Выявлено 1768 случаев, когда морской туман появлялся в море или на какой-либо береговой гидрометеорологической станции. При анализе возникновения тумана рассматривались синоптическая ситуация, место возникновения, общие метеорологические параметры атмосферы: температура воздуха и точка росы, направление и скорость ветра, видимость, атмосферные явления между сроками, результаты ветрового и радиозондирования атмосферы, а также температура воды.

Таблица 8.1

Вероятность возникновения морского тумана при различных формах барического поля, %

Район моря	Форма барического поля				
	антициклон	гребень	циклон	ложбина	малоградиентное поле
Северо-западный	10—22	2—3	2—5	2—6	5—6
Крымский	20—32	4—6	4—11	1—5	4—8
Кавказское побережье	2—4	1—2	1—4	0—1	2—3
Анатолийское побережье	12—24	6—9	3—8	4—5	5—11
Западное побережье	27—39	3—7	1—4	2—3	4—6

При образовании тумана над всем морем преобладает, как правило, единая синоптическая ситуация. Морские туманы охватывают сразу несколько районов или всю акваторию. Например, туман отмечался во всех районах: 15—30 апреля 1963 г., 8—9 мая 1969 г., 24—30 мая 1970 г., 2—15 мая 1975 г., 20—26 мая 1976 г.

Около трети туманов морского происхождения, зарегистрированных береговыми станциями, отмечается на Анатолийском побережье (Синоп — 177 случаев или 10 %, Инеболу — 200 случаев или 11 %, Зонгулдак — 199 случаев или 11 %), куда они выносятся местными северо-восточными ветрами, преобладающими в это время года. В северо-западной части моря наибольшее число морских туманов наблюдается в районе Херсонеса (155 случаев — 9%) и Одессы (100 случаев — 6 %).

При выносе воздушных масс с моря на Кавказское побережье в них возникают вынужденные восходящие движения, усиливающие конвекцию, способствующие рассеиванию тумана, поэтому адвективные туманы на Кавказском побережье наблюдаются редко. В Поти и Батуми по 60 случаев (3,4 %), в Новороссийске — 30 случаев (1,7 %). На побережьях Болгарии и Румынии отмечается 66—116 случаев выноса тумана с моря, т. е. 3—6 %.

Наибольшая вероятность туманов — при антициклонах. До трети антициклонов в Крымском районе и у западного побережья сопровождаются туманами (табл. 8.1). Также часто туман образуется при малоградиентном барическом поле, преобладающем в это время года. Общая вероятность образования тумана в этом случае не превышает 6—10 %.

Существует несколько типов синоптических ситуаций, приводящих к образованию морских туманов. Тип 1 — антициклонический, характеризующийся появлением туманов над морем в результате адвекции тепла в приземном слое по периферии обширных квазистационарных антициклонов, располагающихся к северу или северо-востоку от Черного моря. Барическое поле остается неизменным в течение нескольких дней. Из 172 рассмотренных синоптических ситуаций к типу 1 отнесены 78, т. е. 45 %.

На рис. 8.1 *а* приведен конкретный пример синоптического положения типа 1 10 апреля 1967 г. обширный антициклон с давлением в центре 1033 гПа располагался над Уралом, его гребень простирался на Поволжье, Черное море и Малую Азию. Циклон с давлением в центре 1000 гПа находился над Северным морем, квазистационарная депрессия — на юге Средиземного моря. В термобарическом поле наблюдался процесс антициклогенеза над югом европейской части СССР и циклогенез над Францией и Балтийским морем. У земли наибольшее адвективное повышение температуры имело место 8 и 9 апреля, когда она за сутки повысилась по всей акватории на 4—8 °С. Туманы во всех районах моря начали появляться 9 и продолжались до 12 апреля. Температура воздуха в этот

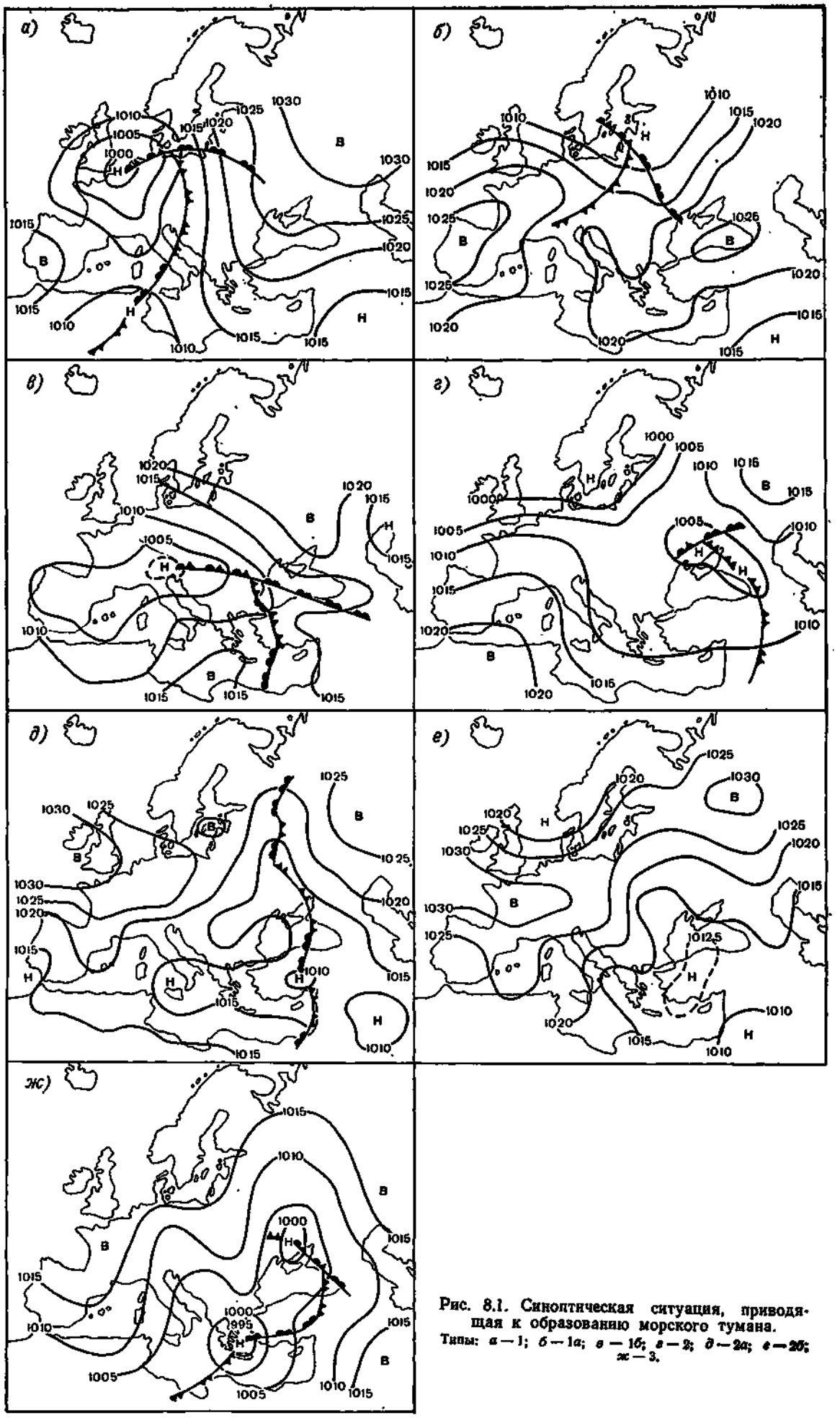


Рис. 8.1. Синоптическая ситуация, приводящая к образованию морского тумана.
Типы: *а* — 1; *б* — 1*а*; *в* — 1*б*; *г* — 2; *д* — 2*а*; *е* — 2*б*; *ж* — 3.

период не повышалась, туманы были устойчивы при видимости 50—500 м.

Тип 1а отличается от основного тем, что гребень азорского антициклона, ориентированный на Южную Европу, выражен более отчетливо и, объединяясь с гребнем, проходящим с Урала на Черное море, образует единую и широкую полосу повышенного давления, где возможно существование изолированных ядер (1 апреля 1972 г., рис. 8.1 *б*). Над Черным морем барические градиенты малы, адвекция тепла у земли и на высотах происходит по северной периферии полосы высокого давления. Туманы наблюдаются практически во всех районах моря.

При типе 1б отмечается медленное оседание на Черное море гребня от антициклона на севере (29 марта 1969 г., рис. 8.1 *в*). На высотах над Черным морем гребень усиливается. Адвекция тепла отмечается за 1—2 сут до появления тумана.

Тип 2 — слабоциклонический. Над Черным морем располагается малоградиентное поле пониженного давления, обусловливая стационарность массы и отсутствие какого-либо четкого направления переноса. Адвекция тепла обычно происходит за 1—3 сут перед появлением туманов. Таких случаев выявлено 61 или 35 %.

На рис. 8.1 *г* представлена синоптическая обстановка, сложившаяся к 16 марта 1974 г. Над Черным морем располагалось малоградиентное поле пониженного давления, гребень антициклона с Урала направлен на центральные районы европейской части СССР. С высотой поле изменялось мало. Адвекция тепла у земли и на высотах отмечалась в последние три дня и к моменту максимального развития туманов уже прекратилась. Туманы отмечались во всех районах моря, особенно интенсивными и продолжительными они были в южной части моря. Их рассеивание произошло 18 марта при перестройке барического поля.

Тип 2а отличается наличием над Западной Европой хорошо выраженного гребня азорского антициклона, над западными районами европейской части СССР при этом располагается седловина. Черное море и Малая Азия находятся в области малоградиентного поля низкого давления (14 апреля 1973 г., рис. 8.1 *д*).

При типе 2б широкая ложбина с малоградиентным полем над Черным морем простирается от циклона, расположенного над Малой Азией и над востоком Средиземного моря (2 мая 1975 г., рис. 8.1 *е*).

Тип 3 — циклонический с активной адвекцией теплого и влажного воздуха в передней части циклона или серии циклонов, смещающихся на Черное море с центральных или восточных районов Средиземного моря (16 марта 1970 г., рис. 8.1 *ж*). Повторяемость типа 3 составляет 19 % (33 случая из 172). Срок существования морских туманов, образующихся в этом случае в теплом секторе депрессии, определяется скоростью смещения циклона и сменой адвекции тепла на адвекцию холода.

Морские туманы могут наблюдаться в любое время суток, максимум обычно приходится на 6—9 ч, а на отдельных станциях (Сарыч, Ай-Тодор, Ялта, Туапсе) максимальное число морских туманов отмечается между 9 и 12 ч и даже позже (табл. 8.2).

В послеполуденные часы вследствие прогрева возникает неустойчивая стратификация воздуха, в результате чего на сушу начинает выноситься уже не туман, а низкая облачность или приподнятый туман. Если влияние берега сказывается слабо, как например, на станциях Сарыч или Ай-Тодор, то повторяемость тумана имеет размытый максимум, смещенный в послеполуденное время. В целом суточный ход туманов на прибрежных станциях подтверждает их морское происхождение, так как радиационные туманы имеют четкий суточный ход с максимумом в предрассветные часы (5 ч 00 мин — 7 ч 00 мин). Средняя продолжительность тумана (табл. 8.3) находится в пределах 2—8 ч, причем на тех станциях, где влияние берега сказывается мало, она максимальна: Тарханкут — 7,5 ч, Сарыч — 8 ч, Ай-Тодор — 7 ч, Ялта — 6,8 ч. Суммарная продолжительность имеет резкие отличия даже в пределах одного района. Например, в северо-западном районе в мае суммарная продолжительность морских туманов у Одессы составляет 119, у Черноморского 163, у Тарханкута 309 ч. Даже две станции юго-запада Крыма, расположенные недалеко друг от друга, дают большое различие в суммарной продолжительности: Севастополь — 150, Херсонесский маяк — 385 ч. Наибольшая продолжительность морских туманов отмечалась в мае 1975 г.: на Ай-Тодоре 6—8 мая и Тарханкуте 13—15 мая и достигла 38 ч. Более суток туман удерживался в это же время на станциях Черноморское, Херсонесский маяк, Анапа. Вообще вероятность тумана продолжительностью более суток составляет у Тарханкута 10, у Анапы 8, у Сарыча 6 %. Но наибольшее число случаев приходится на туманы, продолжающиеся 1—4 ч.

Анализ причин образования и выноса на побережье морских туманов показал, что существуют некоторые пределы в ходе сопутствующих туману значений отдельных гидрометеорологических элементов.

Морские туманы отмечаются на побережье в основном при температуре воздуха от 5 до 14 °С

Таблица 8.2

Повторяемость морских туманов в различные часы суток (май 1962—1976 гг.), %

Станция	Период наблюдения, ч							
	00—03	03—06	06—09	09—12	12—15	15—18	18—21	21—24
Одесса	7	13	31	27	7	1	5	9
Черноморское	10	15	26	16	14	9	4	6
Тарханкут	9	13	20	14	13	10	10	11
Евпатория	14	21	25	12	6	4	6	12
Севастополь	13	19	20	12	6	9	9	12
Херсонесский маяк	12	19	19	15	7	16	12	10
Сарыч	10	9	13	14	14	17	14	9
Ай-Тодор	11	16	18	19	15	9	5	7
Ялта	11	15	21	21	11	8	6	7
Феодосия	13	14	24	11	13	11	6	8
Керчь	7	21	58	14	0	0	0	0
Анапа	13	17	21	12	11	11	7	8
Новороссийск	6	12	31	18	4	8	12	9
Туапсе	6	19	16	22	16	8	9	4
Сочи	17	20	14	10	7	8	10	14
Пицунда	11	16	20	17	8	11	8	9
Поти	19	31	22	1	0	6	13	8
Батуми	13	19	22	13	9	7	6	11

(табл. 8.4). При отрицательных значениях температуры воздуха туманы были зарегистрированы только в северо-западном районе, но и там их повторяемость не превышает 3 % (за 100 % принималось общее число туманов за рассматриваемые 15 лет по каждой станции). Интересны случаи образования туманов при температуре свыше 20 °С в районе Ялты, Туапсе и Пицунды. Это явление можно объяснить сгонными явлениями в море, когда холодные глубинные воды поднимаются на поверхность, в результате чего воздушная масса оказывается гораздо теплее подстилающей водной поверхности и в ней возникают условия для туманообразования. Такие туманы локальны и занимают небольшие площади непосредственно у берегов. Максимальное количество морских туманов в северо-западном (56 %) и западном (66 %) районах отмечено при температуре воздуха 5—10 °С, в крымском (65 %), южном (73 %) и юго-западном (68 %) — 7—12 °С, в керчь-туапсинском (64 %) и кавказском (63 %) — 9—14 °С.

Рассмотрение повторяемости морских туманов в зависимости от направления ветра (табл. 8.5) показало преобладание ветра с моря, что вполне естественно. Редкие случаи тумана при береговом ветре сводятся к таким ситуациям, когда туман с моря уже проник на континент и там в это время существуют условия, способствующие его сохранению или даже усилению. Как правило, скорости берегового ветра незначительны.

Важной отличительной чертой морских туманов у берегов является широкий диапазон скоростей ветра, при которых они наблюдаются (табл. 8.6). В основном скорость ветра не превышает 6 м/с, однако зарегистрированы случаи, когда в Одессе, Херсонесском маяке, Бургасе и Сулине морские туманы наблюдались при ветре 15—16, а в Синопе — 17—18 м/с. Повторяемость тумана при ветре более 9 м/с составляет на Херсонесском маяке 5,2 %, в Синопе 9,6 %, Бургасе 8,3 %, Констанце 2,7 %, Сулине 25,5 %, т. е. морские туманы могут при свежих ветрах наблюдаться достаточно часто.

Таблица 8.3

Продолжительность морских туманов (май, 1962—1976 гг.), ч

Станция	Число случаев за 15 лет	Продолжительность			
		суммарная за 15 лет	максимальная	минимальная	средняя
Одесса	29	119	13,8	0,5	4,1
Черноморское	45	163	24,2	0,2	3,7
Тарханкут	41	309	37,8	0,6	7,5
Евпатория	58	289	20,8	0,3	5,0
Севастополь	41	150	14,5	0,3	3,7
Херсонесский маяк	88	385	27,5	0,2	4,3
Сарыч	10	80	23,7	1,2	8,0
Ай-Тодор	18	126	38,5	0,7	7,0
Ялта	40	244	20,8	0,7	6,8
Феодосия	12	50	9,3	0,7	4,2
Керчь	12	32	9,2	0,5	2,7
Анапа	13	89	24,7	2,2	6,8
Новороссийск	13	61	14,2	1,5	4,7
Туапсе	16	81	16,3	1,1	5,1
Сочи	11	55	16,5	0,5	5,0
Пицунда	13	66	19,1	0,7	5,0
Поти	24	119	17,8	0,8	5,0
Батуми	9	45	13,5	1,2	5,0

В зависимости от температуры воды повторяемость морских туманов довольно однозначна: при температуре воды в интервале 7—12 °С она составляет 60—70 % в южном, западном и северо-западном районах, при температуре воды — 9—14 °С от 70 до 80 % в крымском, керчь-туапсинском и кавказском районах. Лишь у Поти туман наиболее вероятен при температуре воды 11—16 °С (64 %). С дальнейшим прогревом воды вероятность туманов на всем море уменьшается.

В холодную половину года над Черным морем образуются туманы испарения (парение моря). В зоне парения понижена видимость, скопление конденсированной влаги при низких температурах

Таблица 8.4

Повторяемость морских туманов в зависимости от температуры воздуха (1962—1976 гг.), %

Станция	Температура воздуха, °С																	Σ_n/N
	−4…−5	−3…−2	−1…0	1—2	3—4	5—6	7—8	9—10	11—12	13—14	15—16	17—18	19—20	21—22	23—24	25—26	27—28	
Одесса			3,0	9,0	14,0	24,0	13,0	13,0	11,0	3,0	4,0	4,0	2,0					5,7
Черноморское	1,4	1,4	1,4	4,2	7,1	15,5	18,3	18,3	18,3	8,5	2,8	2,8						4,1
Херсонесском маяке					0,6	7,7	20,0	26,5	23,9	11,6	6,5	1,9	1,3					8,8
Севастополь					3,5	14,0	12,3	26,3	28,1	8,8	3,5		3,5					3,2
Ялта			1,2	1,2	1,2	5,0	13,6	28,4	16,1	17,3	8,6	2,5	2,5	1,2	1,2			4,6
Феодосия				3,5	3,5	13,8	24,1	31,0		6,9	6,9	3,4	6,9					1,6
Новороссийск							16,7	20,0	36,7	23,3	3,3							1,7
Туапсе						4,4	13,0	21,7	23,9	26,1	4,3	4,4			2,2			2,6
Сухуми						3,3	10,0	23,3	25,0	15,0	18,3	1,7	1,7		1,7			3,4
Поти						5,2	10,3	24,1	27,6	17,2	6,9	3,5	3,5				1,7	3,3
Трабзон					1,1	4,4	28,6	29,9	13,2	14,3	4,4	1,1						5,1
Самсун						15,5	22,6	21,4	25,0	10,7	3,6		1,2					4,8
Синоп						9,0	23,7	31,7	21,5	7,3	5,1	1,7						10,0
Инеболу					1,5	10,0	25,0	26,5	19,5	10,5	4,0	2,0	1,0					11,2
Эрегли					4,5	14,6	24,6	25,1	13,6	10,6	6,0			0,5	0,5			11,2
Стамбул				3,5	3,5	6,9	27,6	27,6	13,8	3,4	10,3	3,4						1,6
Бургас				3,3		18,0	31,1	27,9	9,8	4,9	3,3	1,7						3,6
Варна			1,4	2,7	4,1	26,0	19,2	24,6	17,8	2,8	1,4							4,1
Констанца			0,9		10,3	22,4	22,4	17,2	12,1	6,9	1,7	4,3	1,8					6,5
Сулина			2,0	2,0	5,9	23,5	27,5	13,7	9,8	7,8	3,9	2,0	1,9					2,9

Примечание: Σ_n/N — повторяемость тумана на каждой станции от общего числа туманов на море.

Таблица 8.5

Повторяемость морских туманов, %

Станция	Направление ветра								
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	штиль
Одесса	1,0	5,0	11,0	45,0	15,0	2,0	3,0		18,0
Черноморское	9,9	8,5	5,4	2,8	4,3	9,9	14,1	14,1	31,0
Херсонесский маяк	10,3	13,0	3,9	6,5	21,9	14,0	11;0	7,8	11,6
Севастополь	17,3	12,1	20,7	3,4	3,4	1,7	12,1	15,5	13,8
Ялта	1,2	16,0	19,2	13,4	8,6	12,4	2,4	11,0	14,8
Феодосия			6,9	24,2	3,4		3,5	31,0	31,0
Новороссийск				10,0	13,4	3,3	3,3	3,3	66,7
Туапсе		4,4		15,2	30,4	13,0	2,2	4,4	30,4
Сухуми	3,4		10,0	20,0	5,0	5,0	6,7	11,5	38,4
Поти	6,8		6,8		5,1	18,6	13,5	5,1	44,1
Трабзон	9,5	22,9	17,4	4,4		2,2	2,2	4,4	37,0
Самсун	15,4	17,8	7,2	2,4	2,4	4,8	1,2	3,6	45,2
Синоп	20,7	9,0	3,9	26,4	13,5	3,9	3,0	14,6	5,0
Инеболу	3,5	18,2	19,7	6,6	2,5	10,6	16,2	13,1	9,6
Эрегли	10,0	3,5	2,0	6,5	3,0	10,0	15,5	23,0	26,5
Стамбул	10,0	23,4	6,7	3,3	3,3	3,3	6,7	23,3	20,0
Бургас		29,5	14,7				3,4		52,4
Варна	1,4	1,4	19,4	11,0	2,7	1,4	1,4		61,3
Констанца	1,8	12,8	11,9	30,0	9,0		0,9	0,9	32,7
Сулина	3,9	17,7	7,9	31,2	23,6	5,9		1,9	7,9

воздуха способствует обледенению судов. Эти туманы появляются вследствие испарения с теплой поверхности моря в более холодный воздух, который таким образом достигает насыщения. Характерными синоптическими условиями, при которых возникают эти туманы, являются восточная или юго-восточная периферии холодных антициклонов, располагающихся над европейской частью СССР, при общем пониженном фоне давления над югом и востоком моря. Туманы испарения образуются в основном при температуре воды 4—9 °С, разности между температурой воды и воздуха 8—18 °С, относительной влажности воздуха 70—95 %, скорости ветра 9—15 м/с. Отмечается в среднем по 2—3 случая в месяц подобных туманов.

Туманы испарения наиболее вероятны и интенсивны к концу ночи и утром при суточном минимуме температуры воздуха.

Таблица 8.6

Повторяемость туманов в зависимости от скорости ветра [65] (1936—1966), %

Станция	Скорость ветра, м/с										
	0	1—2	3—4	5—6	7—8	9—10	11—12	13—14	15—16	17—18	19—20
Вилково	46,5	28,8	13,7	6,6	2,8	1,3	0,2	0,1			
Приморское	27,7	29,2	25,6	10,5	4,6	1,6	0,4	0,3	0,1		
Белгород-Днестровский	22,6	41,3	23,7	8,5	3,3	0,6					
Одесса, порт *	12,9	25,3	23,6	18,4	12,5	5,5	1,4	0,4			
	18,0	14,0	21,0	31,0	11,0	4,0					
Тендровский маяк	4,3	21,2	29,9	25,4	13,1	4,9	1,1	0,1			
Черноморское *	18,2	26,5	28,5	15,6	5,2	4,5	0,9	0,1		0,4	0,1
	31,0	25,3	21,1	21,1	1,5						
Евпатория	8,5	28,8	30,1	18,4	8,4	3,0	1,8	0,1	0,5	0,4	
Севастополь *	13,8	32,8	27,6	22,4	1,7	1,7					
	29,4	37,8	21,7	5,7	4,6		0,8				
Херсонесский маяк	11,6	25,2	20,6	24,5	11,6	5,2					
Ялта *	29,0	60,2	9,4	1,1	0,3						
	14,8	38,4	39,4	6,2		1,2					
Феодосия *	27,8	29,0	24,1	13,7	4,0	1,4					
	31,0	13,7	20,8	27,6	6,9						
Новороссийск	66,7	23,3	6,7	3,3							
Туапсе	30,4	26,1	15,2		2,2						
Сухуми	38,4	21,6	16,7	21,6			1,7				
Поти	44,1	20,3	23,7	10,2	1,7						
Трабзон	37,0	24,0	28,2	10,8							
Самсун	45,2	25,0	22,6	7,2						0,6	
Синоп *	5,0	14,6	25,8	32,6	12,4	7,9	1,1				
	9,6	29,3	38,9	18,7	3,5						
Эрегли *	26,5	29,5	34,0	9,5	0,5						
	20,0	20,0	26,7	20,0	13,3						
Бургас	52,4	1,7	9,8	19,7	8,1	1,7	4,9		1,7		
Варна	61,3	16,6	13,8	6,9	1,4						
Констанца	32,7	21,5	14,6	22,4	6,1	1,8	0,9				
Сулина	7,9	7,9	11,8	31,1	15,8	7,9	11,8	3,9	1,9		

Примечание. * — для этих станций вторая строка характеризует морские туманы, (1962—1976)

Обычно туманы испарения бывают непродолжительными и с прогревом нижних слоев воздуха прекращаются. Но в отдельных случаях могут быть длительными. Так, в районе Поти в феврале 1949 г. продолжительность парения моря превысила 43 ч, 10—12 декабря 1968 г. в районе Херсонесского маяка — 38 ч [66].

В теплое время года над Черным морем наблюдаются радиационные туманы. Такие туманы возникают при ясном небе, слабых ветрах и высокой влажности воздуха. Они охватывают небольшие районы и бывают непродолжительными. Благодаря быстрому прогреву подстилающей поверхности, через 1—3 ч после восхода Солнца радиационные туманы рассеиваются. Радиационные туманы чаще возникают в районах, отличающихся повышенной влажностью воздуха и почвы и слабыми ветрами, что способствует застою воздуха и его охлаждению в нижних слоях. Синоптическим положением их образования в прибрежной полосе являются отроги, гребни и центральная часть антициклонов, а также седловины, сформированные преимущественно в воздушных массах умеренных широт в результате процессов ночного излучения [65]. Радиационные туманы могут наблюдаться в течение всего года. Летом они возникают после прохождения холодных фронтов и ночного прояснения.

Море оказывает большое влияние на режим туманов. На побережье их отмечается меньше, чем внутри континентов. На северо-западном побережье наибольшее число дней с туманом наблюдают в декабре [65]. В Крыму отмечаются два максимума туманов: первый, наиболее значительный — в апреле—мае, второй — в ноябре [31]. Минимум по всему побережью приходится на конец лета. Зимний максимум туманов на Черноморском побережье Кавказа отсутствует в связи с тем, что в это время преобладают береговые бризы, препятствующие образованию тумана. Эти бризы являются ветрами нисходящей ветви горно-долинной циркуляции. Летом, несмотря на наличие морских бризов, туманы не могут возникнуть из-за большой инсоляции и развития вертикальной конвекции [65]. Отсутствует зимний максимум туманов и на побережье Турции восточнее Зонгулдака. На северо-западе число дней с туманом за год 30—40, на Южном берегу Крыма около 20, наименьшее число дней с туманом на Кавказском побережье — менее 10 в году, за исключением района Поти.

В районе Поти, в условиях с высоким температурным фоном и повышенной влажностью число дней с туманом сравнительно велико (28 сут в году).

СКО числа дней с туманом колеблется в пределах 3,3—11,3. Его распределение по пространству аналогично среднему числу дней с туманом. Коэффициент вариации хорошо отражает изменчивость числа дней с туманом за год. Наименьшие его значения 0,2—0,3 приходятся на северо-западный район, а там, где туманы менее часты, коэффициент вариации достигает 0,6. Стандартные ошибки средних изменяются в пределах 0,5—2,0. Относительная ошибка колеблется в пределах 3—10 % (табл. 8.7).

Наибольшее за весь период наблюдений годовое количество дней с туманом было отмечено в северо-западном районе — 85 (Очаков). В южнокрымском районе максимальное число дней с туманом составило 39 (Феодосия), на Кавказском побережье 41 (Поти). На западном и северо-западном побережье наибольшее число дней с туманом отмечается в холодное время года. В Ялте, на Кавказском побережье и в прибрежных районах Турции от Зонгулдака до Самсуна туманы наиболее часты в теплое время года.

Наиболее длительные непрерывные туманы отмечаются в северо-западном районе Черного моря. Так, 6—11 декабря 1960 г. у Тендровского маяка продолжительность тумана составила 194 ч, у Очакова — 108 [66].

Наблюдения за туманом в море ведутся нерегулярно, поэтому характеристики тумана необходимо считать ориентировочными. В центральном районе моря, по данным работы [66], туманы наблюдаются чаще, чем в остальных районах, повторяемость за год составляет в среднем 5 %, наибольшая в мае — 9 %. В других районах моря годовая повторяемость туманов около 2 % и в отдельные месяцы — не больше 7 %. Наиболее часто туманы над морем наблюдаются весной, особенно

Таблица 8.7

Характеристика числа дней с туманом на береговых станциях (1936—1985)

Станция	Среднее за год	СКО	Коэффициент вариации	Наибольшее число дней за год	Год наблюдений
Вилково	39	7,6	0,2	54	1950
Белгород-Днестровский	34	10,0	0,3	54	1978
Одесса	42	11,6	0,3	72	1979
Очаков	51	12,7	0,2	85	1980
Николаев	57	12,4	0,2	79	1951
Стерегущий	44	10,0	0,2	73	1977
Черноморское	29	11,3	0,4	49	1979
Евпатория	40	8,4	0,4	59	1957, 1979
Севастополь	14	5,2	0,4	29	1940
Херсонесский маяк	21	4,9	0,4	30	1957
Ялта	12	4,6	0,4	25	1965
Алушта	11	4,4	0,4	19	1977, 1979
Феодосия	26	5,9	0,2	39	1936
Керчь	28	9,3	0,3	48	1940
Новороссийск	6	3,9	0,6	17	1940
Туапсе	5	3,3	0,6	14	1980
Поти	28	7,4	0,3	41	1966
Батуми	8	4,7	0,6	17	1949, 1575

в апреле—мае, реже всего они бывают летом и в начале осени, в конце осени снова отмечается некоторое увеличение повторяемости туманов.

8.2. МЕТЕЛИ

Метелью называют перенос снега над земной поверхностью ветром достаточной силы. Различают: 1) общую метель, когда снегопад сопровождается переносом снега, поднятого с поверхности снежного покрова; 2) низовую метель — перенос снега, поднятого с поверхности снежного покрова до высоты нескольких метров при отсутствии снегопада; 3) поземок — перенос снега непосредственно вдоль поверхности снежного покрова (высота поднятия менее 1 м).

Возникновение метели связано не только со скоростью ветра и его структурой, но и с состоянием снежного покрова. При оттепели снег не может быть поднят даже сильным ветром. Слабые поземки и низовые метели могут начаться при скорости ветра около 5 м/с. Общая метель может возникнуть при ветре 7м/с [22]. На метелевую деятельность большое влияние оказывают местные условия. В защищенных от ветра долинах, на полянах, в ущельях метели наблюдаются значительно реже, чем на открытых местах и склонах.

Метели часто наблюдаются в зоне между циклоном и антициклоном, если температура воздуха отрицательная и имеется снежный покров.

Наиболее опасные общие метели отмечаются перед теплыми фронтами и теплыми фронтами окклюзии после морозной погоды при наличии сухого снежного покрова. Низовая метель и поземок чаще всего наблюдаются в области антициклонов. В тылу циклонов могут наблюдаться непродолжительные, хотя многократно повторяющиеся общие метели, а также низовые метели и поземок.

Метели наносят большой вред сельскому хозяйству, железнодорожному, автомобильному и воздушному транспорту. Если они сопровождаются сильными ветрами и снегопадами, то могут повредить линии энергопередач.

На побережье Черного моря метели возникают при следующих синоптических ситуациях: выходе на исследуемый район циклонов с юга и юго-запада, перемещении ложбин и отдельных циклонов с севера или северо-запада, передвижении циклонов или ложбин при зональном переносе с запада на восток, стационировании области низкого давления над Черным морем при наличии циклона над европейской частью СССР [65].

Термический режим Черноморского побережья, непродолжительность залегания снежного покрова и наличие частых оттепелей обусловливают сравнительно небольшую повторяемость метелей. Наиболее часто они бывают на юге Украины и севере Кавказского побережья — до 10 сут в году. Здесь метели появляются в ноябре. На юге Кавказа число дней с метелью минимальное — всего 0,2, они наблюдаются в период с декабря по март. На Южном берегу Крыма под прикрытием гор метели бывают не ежегодно, 3—7 раз за 10-летие [31].

Расчет статистических характеристик числа дней с метелью за весь принятый к исследованию период наблюдений показал, что для всех районов кривая распределения хорошо аппроксимируется биноминальным законом. СКО рядов изменяется от 0,2 до 6,6 (табл. 8.8). Коэффициент вариации близок к единице или значительно превышает ее, это свидетельствует о том, что полученные средние не являются наиболее вероятными значениями числа дней с метелью, так как метели на побережье наблюдаются относительно редко. Это подтверждает и оценка стандартных и относительных ошибок расчета средней. В отдельных случаях относительная ошибка приближалась к 50 %. Особенности пространственной временной изменчивости числа дней с метелью аналогичны отмеченным в работе [58].

Уменьшение числа дней с метелью с севера на юг обусловлено снижением продолжительности периода залегания снежного покрова и периода отрицательных температур воздуха.

Наибольшей активности метелевая деятельность достигает в январе—феврале при преобладании западной циркуляции. Суточный ход метелей выражен не четко, их появление возможно в любое время суток.

В отдельные годы число дней с метелью может значительно отличаться от нормы. Наиболее часто

Таблица 8.8

Характеристика числа дней с метелью (1936—1985)

Станция	Среднее за год	СКО	Коэффициент вариации	Наибольшее число дней за год	Год наблюдений (зима)
Вилково	4	4,2	1,0	15	1969
Одесса	9	6,6	0,7	25	1940/41
Очаков	8	6,6	0,8	23	1966/67
Николаев	6	5,4	0,7	20	1936/37
Стерегущий	4	3,6	1,0	21	1953/54
Черноморское	3	3,1	0,7	12	1953/54
Евпатория	4	2,7	0,7	20	1954/55
Севастополь	1,3	2,4	1,8	6	1967/68
Херсонесский маяк	2	2,4	1,3	8	1967/68
Ялта	0,7	1,4	1,8	4	1949/50
Алушта	0,8	1,2	1,5	5	1967/68
Феодосия	5	3,7	0,8	13	1962/63
Керчь	4	3,7	0,9	13	1936/37
Новороссийск	5	5,0	0,9	22	1967/68
Туапсе	1,4	4,4	3,6	11	1953/54
Поти	0,16	0,3	2,2	3	1973/74
Батуми	0,16	0,2	1,3	3	1945

Таблица 8.9

Повторяемость различного числа дней с метелью за год, %

Станция	Число дней с метелью				
	0	1—5	6—10	11—15	16—21
Вилково	42	37	16	5	
Одесса		39	35	9	17
Очаков	12	50	19	15	4
Черноморское	31	54	11	4	
Евпатория		69	27	4	
Севастополь	50	50			
Ялта	55	45			
Феодосия	15	46	24	15	
Новороссийск	19	54	19	8	

они наблюдались в зимы 1940/41, 1953/54, 1967/68 гг.

Наиболее вероятное число дней с метелью от 1 до 5 практически по всему побережью, лишь в районе Ялты и на юге Кавказа наиболее вероятно отсутствие метели (табл. 8.9). Географическое распределение продолжительности метели (табл. 8.10) аналогично распределению числа дней с метелью. Средняя продолжительность явления в день, когда оно отмечается, колеблется в пределах 2—8 ч. Наиболее продолжительные метели бывают в районе Одессы—Очакова (около 7 ч). Общая продолжительность метелей за год на севере и северо-востоке моря достигает 40—70 ч, в Крыму — до 33 ч, на Кавказском побережье — до 5 ч. Наиболее длительные метели отмечаются при выходе на рассматриваемую территорию южных и северо-западных циклонов. Наиболее продолжительные метели — в январе и феврале. Согласно данным [7, 58], около 50 % всех метелей продолжается 3—7 ч. В исключительных случаях продолжительность метелей может превышать 2—3 сут.

Показателем интенсивности метелей является степень снижения дальности горизонтальной видимости. На побережье видимость при метелях чаще всего бывает 0,2—2 км и лишь в 1—2 % случаев наблюдаются метели с видимостью менее 50 м [66].

Под влиянием орографии местности направление преобладающего при метелях ветра в отдельных пунктах может несколько отклоняться от характерного для района направления [66]. На северном и северо-восточном берегу моря, на западном берегу Крыма метели возникают при северо-восточных ветрах, а в Ялте, Алуште, Судаке, Феодосии — при северных и северо-западных. В 40—60 % всех случаев метели отмечаются при скоростях 10—17 м/с. В ноябре метели преобладают при температуре от 0 до —5 °С (50—80 %), в декабре они имеют наибольшую повторяемость при температурах 0... —10 °С, и особенно часты метели при температуре —10... —15 °С. В среднем за год наиболее вероятны метели при температуре воздуха от 0 до —10 °С. Такие метели наблюдаются в 35—40 % случаев. При температуре ниже —20 °С метели бывают крайне редко (всего в 1—2 % случаев) [50]. Особенно опасны метели при низких температурах, когда снег сухой и легче поддается переносу ветром. При температуре воздуха выше 0 °С на станциях побережья метели не наблюдались.

Таблица 8.10

Средняя (числитель) и наибольшая (знаменатель) продолжительность метелей, ч

Станция	XI	XII	I	II	III	IV	За год
Одесса	* / 12	20 / 25	25 / 70	17 / 85	7 / 35		70
Очаков	* / 18	8 / 28	12 / 70	9 / 96	6 / 35	* / 14	36
Скадовск	* / 3	9 / 35	13 / 28	7 / 40	6 / 30		35
Черноморское	* / 8	3 / 15	9 / 52	7 / 38	4 / 13		24
Евпатория	* / 3	4 / 14	7 / 18	11 / 18	6 / 14		28
Севастополь		* / 10	1 / 18	2 / 15	1 / 15		5
Ялта		* / 3	2 / 8	* / 3	* / 2	* / 2	4
Феодосия	* / 5	2 / 32	11 / 53	12 / 65	7 / 18	* / 8	33
Новороссийск		14 / 50	18 / нс	15 / 65	13 / 45	* / 3	61
Батуми		* / 5	1 / 18	3 / 18	* / 3		5

Примечание. * — менее 1 ч; нс — нет сведений.

8.3. ГРОЗЫ

Грозовая деятельность связана с развитием мощной кучево-дождевой облачности, которая образуется во влажном неустойчиво стратифицированном воздухе в результате интенсивного нагревания земной поверхности или активной фронтальной деятельности. Грозы часто сопровождаются сильными ливнями, нередко с градом, штормовыми и шквалистыми ветрами. Различают внутримассовые и фронтальные грозы. Внутримассовые грозы наблюдаются летом во влажных неустойчивых воздушных массах при большой удельной влажности (более 12 г/кг) в приземном слое и сильном дневном прогреве. Такие условия создаются в размытых барических полях, в слабовыраженных и заполняющихся циклонах, иногда в теплых секторах циклонов, на западных окраинах антициклонов.

Внутримассовые грозы обычно кратковременны и занимают меньшую площадь, чем фронтальные. В тех случаях, когда воздушная масса встречает на своем пути горные препятствия, при определенной температурной стратификации возникает конвекция и развиваются внутримассовые орографические грозы. Фронтальные грозы наиболее часто связаны с медленно перемещающимися холодными фронтами и с размытыми фронтами окклюзии, когда при сохранении высокой влажности и большой неустойчивости до значительных высот просветы в облаках способствуют дневному прогреванию поверхности земли и развитию конвективных движений. Довольно часты грозы и при прохождении теплых фронтов (в том числе ночные грозы), если

зафронтальная теплая воздушная масса достаточно неустойчива.

Возникновению гроз благоприятствуют следующие условия [22]: высокая удельная влажность в приземном слое и на высотах при большой неустойчивости воздушной массы; большая вертикальная протяженность облаков (обычно более 4,5 км); интенсивные вертикальные движения внутри облака (более 10 м/с); развитие облаков выше уровня с температурой —22 °С; большая положительная энергия неустойчивости.

Таблица 8.11

Повторяемость гроз в зависимости от температуры воздуха

Температура, °С	6—10	11—15	16—20	21—25	26—30	31—35
Повторяемость гроз, %	1	12	58	23	5	1

У поверхности земли при грозах температура воздуха чаще всего находится в пределах 16—20 °С, относительная влажность выше 90 %. При температуре воздуха ниже 5 °С или относительной влажности меньше 20 % гроз почти не бывает. Данные о повторяемости гроз при различных градациях температуры [65] представлены в табл. 8.11.

Около 68 % гроз на Украине наблюдается при атмосферном давлении 1005—1015 гПа; при давлении ниже 995 гПа, и выше 1025 гПа грозы наблюдаются редко [37].

Интенсивность грозы зависит от влагосодержания воздуха и вертикальных движений, в процессе которых влажный воздух переносится в более высокие слои атмосферы.

Перед дневными грозами этот перенос особенно интенсивен. В такие периоды вертикальные градиенты температуры в слое 2—3 км часто превышают 6 °С на 1 км, что свидетельствует о сильном прогреве нижних слоев атмосферы. Характерная синоптическая ситуация, при которой отмечались фронтальные и внутримассовые грозы над Черным морем, создалась 22 июня 1979 г. (рис. 8.2). Черное море. Балканский полуостров и Турцию занимала малоподвижная область пониженного давления с несколькими самостоятельными центрами. Очаг холода (на AT_{850}) распространялся в сторону Крымского полуострова. Грозы наблюдались на холодном фронте 1-го рода, проходящем по западному побережью Крыма, и вторичном, проходящем по западу Черного моря, и охватывали большую территорию. Обострение фронта произошло на фоне максимального прогрева воздуха у земли и слабых ветров у земли и на высотах.

В неустойчивой влажной воздушной массе, расположенной между фронтами, на фоне неравномерного нагрева суши и моря возникают интенсивные восходящие движения, приводящие к образованию облачности и грозовой деятельности.

На частоту и интенсивность гроз в первую очередь влияют высота над уровнем моря, положение горных хребтов и экспозиция склонов по отношению к направлению господствующих ветров. На наветренных склонах число дней с грозой увеличивается.

На Северном Кавказе образование гроз связано с прохождением холодных фронтов, с процессами конвекции и мощными восходящими потоками в атмосфере. Термические и внутримассовые грозы здесь бывают редко [65]. Там, где горы подходят близко к морю (Сочи, Туапсе, Батуми), гроз больше (около 35—42 в год), что можно объяс-

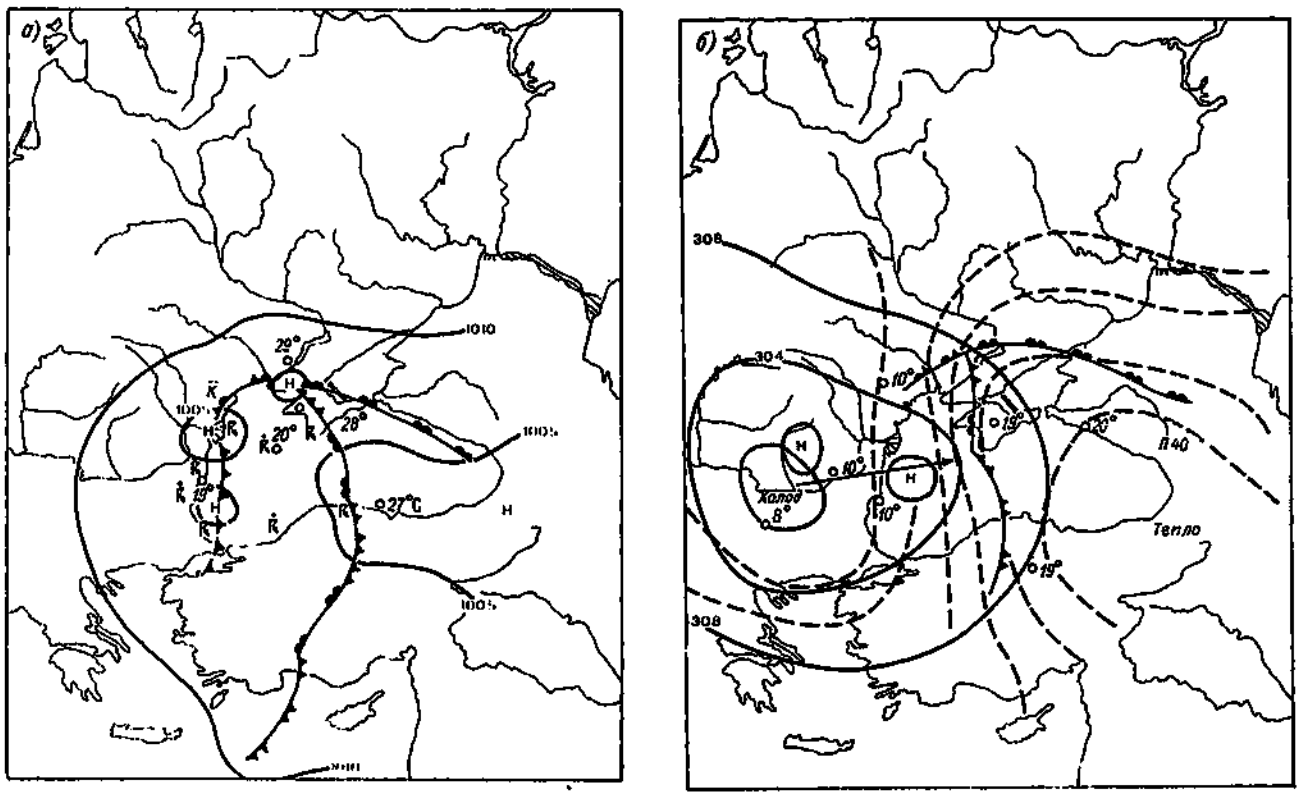


Рис. 8.2. Синоптическая ситуация, обусловившая фронтальные и внутримассовые грозы на западе Черного моря 22 июня 1979 г., 15 ч.

а — 15 ч; *б* — AT_{700}, AT_{850}.

нить главным образом появлением восходящих потоков воздуха, порождаемых влиянием неровностей земной поверхности, которые усиливают процессы термической конвекции и способствуют образованию грозовых процессов [18]. Там, где горные хребты значительно удалены (Анаклиа), число дней с грозами уменьшается до 25—30 за год [50].

В Крыму грозы чаще всего возникают на фронтальных разделах циклонических образований, перемещающихся с запада, северо-запада и с севера [31]. Образуются они при прохождении холодных фронтов, на которых часто развиваются волновые возмущения. При приближении к горным районам Крыма фронты обостряются, а скорость их движения уменьшается, что сопровождается активизацией грозовой деятельности, которая иногда может продолжаться несколько часов подряд. Отдельные грозы возникают как на теплых, так и на вторичных холодных фронтах в результате интенсивной термической конвекции. Отмечаются также внутримассовые грозы, возникающие в малоградиентных барических полях. Грозовая деятельность развивается на фоне интенсивного прогрева воздуха в пределах 15—28 °С. Относительная влажность воздуха составляет 80—100 %, скорость ветра достигает 10 м/с и более [31]. За год здесь отмечается около 20 сут с грозой, за исключением района м. Херсонес (10 сут) (табл. 8.12).

Наименьшее число дней с грозой отмечается на побережье Турции — менее 10 сут за год [66], наибольшее — на Кавказском побережье — в среднем около 40 сут в году.

На Украине в июне—сентябре 64 % гроз связаны с ветрами южных направлений на уровне 3 км. Грозы здесь чаще всего наблюдаются при выходах теплого и влажного воздуха с юга и юго-запада [37].

Наиболее грозоопасный месяц на северо-западном побережье — июнь [66], на западном, юго-западном побережье и в Крыму частота гроз в июне и июле приблизительно одинакова (5—7 сут), на Кавказском побережье максимум гроз — в августе (8—9 сут). На побережье Турции от Синопа до Трабзона грозы бывают редко, наибольшее число дней с грозой — с мая по июнь и в сентябре (1—3 сут). В целом грозы типичны для теплого полугодия. Зимние грозы — явление редкое. В Крыму, на Черноморском побережье Кавказа и на участке юго-западного побережья от Бургаса до Зонгулдака грозы бывают в течение всего года. Зимние грозы в Крыму бывают раз в 3 года. На румынском побережье и в районе Варны грозы отмечаются только в теплый период [66].

Средняя продолжительность гроз на Черноморском побережье Кавказа составляет 50—80 ч (табл. 8.13), наибольшая — на побережье между Туапсе и Гагрой — более 100 ч, наименьшая — на юго-западном берегу Крыма — около 20 ч. Эта величина, как и число дней с грозами, имеет четко выраженный годовой ход. На северо-западном побережье и на востоке Крыма наиболее продолжительные грозы бывают в июне, на Кавказском побережье — в августе. На Кавказе в августе—сентябре возрастает продолжительность одной грозы, за счет этого в месяц отмечается 25—35 ч с грозой [50]. Вообще продолжительность гроз варьирует в широких пределах (от 10—15 мин до нескольких часов). Наибольшую повторяемость имеют грозы длительностью менее часа. В отдельных случаях продолжительность одной грозы может достигать 20 ч и более. 6 сентября 1968 г. в Ялте была зафиксирована гроза продолжительностью 21 ч. На побережье грозы бывают заметно реже, чем внутри континента, благодаря бризовой циркуляции, в результате которой уменьшается температурный градиент или возникает инверсия, ослабляющая конвекцию.

Полученные климатические нормы достаточно устойчивы. Среднее квадратическое отклонение изменяется от 6—7 на северо-западе до 10—13 на юго-востоке. Коэффициент вариации колеблется в пределах 0,2—0,7. Стандартная ошибка расчета средней составляет в среднем 0,9, относительная — не превышает 8 %.

Суточный ход гроз находится в прямой зависимости от условий их формирования. Фронтальные грозы могут отмечаться в любое время суток. Внутримассовые — образуются при наибольшем прогреве воздуха у земли, развитии конвекции во влажном воздухе. Суточный ход внутримассовых гроз обусловлен внутрисуточными изменениями температуры и влажности воздуха. Максимум наступает в 14—15 ч по всему побережью, исключая

Таблица 8.12

Характеристики числа дней с грозой на побережье моря

Станция	Общее количество лет	Среднее за год	СКО	Коэффициент вариации	Наибольшее число дней за год	Год наблюдений
Одесса	61	22	6,7	0,3	35	1954
Очаков	54	22	5,3	0,2	33	1955
Николаев	74	25	7,8	0,3	41	1975
Стерегущий	42	22	6,4	0,2	35	1938
Черноморское	49	16	6,1	0,4	28	1972
Евпатория	62	17	6,4	0,4	32	1968
Севастополь	64	16	5,1	0,3	31	1972
Херсонесский маяк	72	10	7,2	0,7	26	1972
Ялта	72	20	7,4	0,4	36	1966, 1967
Алушта	50	23	7,2	0,3	37	1954, 1939
Феодосия	79	19	6,4	0,3	32	1961
Керчь	64	20	6,30	0,3	33	1925
Новороссийск	87	25	8,46	0,3	51	1968
Туапсе	62	36	13,3	0,4	84	1967
Поти	64	34	10,1	0,3	56	1975
Батуми	73	34	11,1	0,3	59	1971, 1972

Таблица 8.13

Средняя продолжительность гроз, ч [65]

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	В день с грозой
Вилково		0,2	0,2	0,6	9,7	3,4	11,4	8,4	2,6	1,1	0,02	0,02	30,6	1,3
Приморское		0,1	0,06	1,0	10,8	19,0	16,4	11,4	4,6	1,0		0,1	64,5	2,3
Белгород-Днестровский			0,1	1,1	8,4	20,0	16,5	11,3	4,6	0,8	0,1		62,9	2,5
Одесса			0,1	0,5	4,0	10,6	8,8	7,7	2,5	0,4	0,1		34,7	1,7
Очаков			0,07	0,5	6,0	14,5	10,6	11,3	4,2	0,7	0,2		47,1	2,1
Тендровский маяк			0,05	0,4	1,6	6,3	5,0	5,7	1,4	0,6	0,1		21,2	1,6
Николаев			0,08	0,8	7,9	17,3	14,6	11,1	2,6	0,6			55,0	1,9
Скадовск			0,01	1,2	5,0	10,7	9,8	5,8	2,1	0,9	0,5		36,0	1,9
Хорлы		0,01		0,9	7,2	16,1	15,0	11,7	3,4	1,7	0,4	0,01	56,4	2,1
Черноморское				0,3	2,9	8,5	8,0	7,8	4,3	1,5	0,5	0,01	33,8	2,4
Евпатория	0,01	0,04	0,01	0,08	2,7	6,2	6,3	4,5	2,1	1,9	0,09	0,01	23,9	1,5
Севастополь		0,03	0,05	0,1	1,1	4,5	3,9	5,5	2,4	1,1	0,5	0,3	19,5	1,4
Херсонесский маяк			0,3	0,2	1,5	5,7	4,6	7,6	3,8	1,2	0,5	0,1	25,5	1,8
Ялта, порт	0,04	0,5	0,2	0,2	5,4	10,4	10,5	9,5	5,7	1,0	0,9	0,2	44,5	2,1
Алушта		0,2	0,01	0,3	6,0	13,7	11,2	10,0	4,3	1,3	0,4	0,1	47,5	2,0
Карадаг		0,1	0,04	0,3	1,8	5,2	4,3	5,0	2,3	0,5	0,3	0,01	19,8	0,9
Феодосия	0,01		0,01	0,4	4,6	12,6	10,7	10,0	5,4	0,6	0,5	0,07	44,9	2,1
Керчь	0,1	0,1	0,06		3,6	11,3	12,5	12,1	4,8	1,6	0,2	0,1	46,5	2,4
Новороссийск	0,4	0,2	0,1	0,5	4	9	13	13	6	3	1	0,5	51	1,9
Адлер	2	2	1	2	5	16	22	29	21	9	6	2	117	3,1
Поти, порт	0,5	0,1	0,03	0,3	2,0	9,2	19,4	26,6	23,4	9,5	3,3	2,0	96,3	2,8
Сухуми	0,9	0,2	0,05	0,6	1,8	6,2	11,3	13,1	8,1	4,8	1,0	0,8	48,8	1,3
Батуми	1,0	0,4	0,07	0,2	2,4	7,5	13,6	20,3	19,3	7,2	1,6	2,5	76,1	2,0

Таблица 8.14

Число дней с грозой по 10-летиям

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год
						Вилково							
1951—1960	0	2	4	5	39	68	44	36	18	6	1	0	223
1961—1970	0	2	1	10	29	49	57	33	24	2	1	0	208
1971—1980	1	0	1	9	26	53	64	44	20	6	2	1	227
Сумма	1	4	6	24	94	170	165	113	62	14	4	1	658
						Одесса							
1921—1930	2	0	2	8	50	43	56	37	11	3	1	2	215
1931—1940	0	0	1	4	28	58	50	43	12	7	3	0	206
1941—1950	0	0	2	2	25	36	28	33	4	3	0	0	133
1951—1960	0	0	1	3	29	67	57	44	19	4	0	0	224
1961—1970	0	0	2	7	22	40	51	36	13	1	1	0	173
1971—1980	0	1	0	5	34	69	65	36	23	4	4	1	242
Сумма	2	1	8	29	188	313	307	229	82	22	9	3	1193
						Черноморское							
1921—1930	0	0	0	0	4	4	15	10	2	1	1	0	37
1931—1940	0	0	0	3	19	39	31	36	21	11	4	1	165
1941—1950	0	0	0	1	13	27	17	19	11	7	3	0	98
1951—1960	0	0	0	0	15	33	41	35	20	10	1	0	155
1961—1970	0	1	0	4	20	34	31	32	33	9	2	1	167
1971—1980	0	0	1	6	19	42	49	42	31	8	2	3	203
Сумма	0	1	1	14	90	179	184	174	118	46	13	5	825
						Евпатория							
1921—1930	0	0	0	3	26	37	32	33	16	4	3	5	159
1931—1940	0	0	1	2	24	40	35	24	20	9	2	0	157
1941—1950	1	1	0	0	12	31	33	22	5	8	2	0	115
1951—1960	0	1	0	0	25	32	38	43	22	15	0	1	177
1961—1970	0	1	0	0	14	28	31	29	18	11	2	1	135
1971—1980	1	0	2	11	25	48	48	40	28	4	4	1	212
Сумма	2	3	3	16	126	216	217	101	109	51	13	8	955

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год
Севастополь													
1911—1920	0	0	0	3	15	43	26	22	29	11	4	0	153
1921—1930	0	2	5	5	16	22	34	24	12	7	4	3	134
1931—1940	0	1	2	4	16	37	30	37	25	11	2	2	167
1941—1950	0	0	1	3	8	19	24	22	5	10	3	0	95
1951—1960	0	1	0	2	15	21	32	37	23	7	3	6	147
1961—1970	0	1	0	2	14	40	40	30	18	9	7	5	166
1971—1980	3	0	2	5	19	34	37	45	21	6	7	2	181
Сумма	3	5	10	24	103	216	223	217	133	61	30	18	1043
Феодосия													
1901—1910	1	0	1	2	13	52	53	19	8	5	4	2	160
1911—1920	0	0	1	3	15	40	55	33	26	9	0	0	182
1921—1930	1	0	1	1	26	46	42	32	11	3	0	4	167
1931—1940	0	0	1	3	12	55	55	32	18	7	4	1	188
1941—1950	0	0	0	4	20	49	42	37	16	6	3	0	177
1951—1960	1	0	0	2	21	49	51	45	23	7	2	0	201
1961—1970	0	0	0	5	24	55	50	45	22	10	3	3	217
1971—1980	0	0	0	4	15	49	59	43	15	6	4	1	196
Сумма	3	0	4	24	146	395	407	286	139	53	20	11	1488
Алушта													
1931—1940	0	0	0	4	20	57	57	40	26	8	1	0	213
1951—1960	0	1	2	1	36	54	66	54	22	9	3	4	252
1961—1970	0	1	0	3	27	65	65	44	25	8	6	2	246
1971—1980	1	0	0	7	27	50	56	56	23	6	3	7	236
Сумма	1	2	2	15	110	226	244	194	96	31	13	13	947
Новороссийск													
1891—1900	1	1	2	5	22	41	40	27	23	16	3	2	183
1901—1910	2	3	1	1	19	48	60	42	34	12	9	1	232
1911—1920	2	0	0	2	16	46	66	40	29	20	6	1	228
1921—1930	0	0	0	9	31	45	48	50	21	8	3	6	221
1931—1940	1	3	2	5	29	52	83	44	29	18	7	2	275
1941—1950	3	2	0	1	19	43	46	44	18	18	4	5	203
1951—1960	4	3	2	8	23	55	56	63	33	23	9	7	286
1961—1970	3	2	2	10	31	67	50	55	39	15	17	6	297
1971—1980	1	2	1	2	29	64	57	38	39	19	11	9	272
Сумма	17	16	10	43	219	461	506	403	265	149	69	39	2197
Туапсе													
1921—1930	8	5	0	9	15	40	56	56	29	21	5	10	254
1931—1940	5	5	3	4	19	62	67	66	42	37	13	9	332
1941—1950	7	9	5	4	20	46	53	51	42	25	10	10	282
1951—1960	12	18	4	9	28	53	78	88	62	34	23	11	420
1961—1970	10	10	3	7	39	81	72	81	70	22	33	26	454
1971—1980	6	3	7	7	46	65	68	61	73	32	21	12	401
Сумма	48	50	22	40	167	347	394	403	318	171	105	78	2143
Поти													
1912—1920	5	1	1	6	19	29	38	49	60	27	12	18	265
1921—1930	5	1	1	5	23	48	45	51	32	25	5	7	248
1931—1940	5	4	1	6	22	44	60	58	59	35	17	8	319
1941—1950	2	1	0	1	17	40	63	66	61	31	10	12	304
1951—1960	5	3	0	8	10	48	68	88	67	42	19	7	365
1961—1970	4	8	4	2	28	70	64	78	76	39	22	12	407
1971—1980	6	2	1	7	19	67	51	66	85	39	25	11	379
Сумма	32	20	8	35	138	346	389	456	440	238	110	75	2287
Батуми													
1931—1940	5	3	2	5	24	42	63	74	63	34	11	10	336
1941—1950	6	3	2	2	10	42	54	75	52	42	14	12	314
1951—1960	14	8	2	8	32	65	66	83	62	44	21	12	417
1961—1970	13	9	7	7	33	62	61	67	59	43	25	19	405
1971—1980	13	12	3	11	28	58	40	64	72	56	26	25	408
Сумма	51	35	16	33	127	269	284	363	308	219	97	78	1880

район южнее Адлера, где наибольшая продолжительность гроз отмечается ночью с 0 до 6 ч, а наименьшая — днем с 12 до 18 ч.

В последние два 10-летия отмечается усиление грозовой деятельности (табл. 8.14). Почти на всех станциях сумма дней с грозой за этот период наибольшая, за исключением станций Алушта и Батуми, где грозы наиболее часто были в период 1951—1960 гг.

8.4. ГРАД

Из-за отсутствия систематических наблюдений за градом в открытом море исследование проведено на основе береговых наблюдений.

Град относится к особо опасным явлениям, так как наносит огромный ущерб сельскому хозяйству, повреждая посевы, сады, виноградники. Более интенсивный и крупный град может вызвать гибель мелкого и крупного рогатого скота.

Град наблюдается преимущественно в теплую половину года и на местности обычно выпадает пятнами или полосами, достигающими нескольких километров в длину. Выпадение града обычно сопровождается ливневыми осадками, грозами и иногда шквалистым ветром. Град во время грозы чаще всего выпадает при вторжении холодных масс воздуха и бывает нередко крупных размеров. Чаще всего град выпадает при меридиональном типе циркуляции [65]. По расчетам [57] наиболее благоприятные условия для градообразования создаются в тех случаях, когда в слое облачности 4—5 км от уровня конденсации наблюдаются вертикальные градиенты температуры, равные или больше влажноадиабатических, средний дефицит точки росы 4—8 °С, а при внутримассовых процессах на высоте поверхности 500 гПа имеется циклоническая кривизна изогипс. Град не выпадает на земную поверхность, если дефицит точки росы у земли или на высотах (до поверхности 300 гПа) равен 15 °С и более или средний дефицит точки росы в слое облачности 4—6 км над уровнем конденсации более 10 °С.

Наиболее часто образование града связано с прохождением холодных фронтов и фронтов окклюзии, значительно реже случаи выпадения града при внутримассовых процессах при неустойчивой стратификации атмосферы [65].

Повторяемость и интенсивность града в значительной степени зависит от местных условий. В районе Кавказского побережья южнее Туапсе градовые процессы в основном возникают при прохождении различных типов фронтов с запада на восток. На рис. 8.3 видно, что район юго-востока Черного моря находится в тыловой части депрессии с несколькими частными циклонами в районе Волгограда и Воронежа. На картах барической топографии $АТ_{850}$, $АТ_{700}$, $ОТ^{500}_{1000}$ (рис. 8.3 *б*, *в*) из района Прибалтики через Украину на юго-восток Черного моря направлена глубокая ложбина холода. Влажность с высотой увеличивается, на карте $АТ_{850}$ отмечается зона высокой удельной влажности, направленная из района Прибалтики на юго-восток Черного моря. Вышеперечисленные факторы, усиленные местными орографическими особенностями, привели к образованию мощной кучевой облачности, выпадению ливня и града.

При выходе южных циклонов на район Черноморского побережья Кавказа образованию града способствуют фены, при которых создаются значительные температурные контрасты. В связи со сложной орографией и благодаря близости Черного моря внутримассовые явления, обусловливающие интенсивный град в теплое время года, наблюдаются здесь редко. В холодное время года градовые процессы могут происходить на фоне низких температур при чисто западных вторжениях, в циклонах, ложбинах циклонов, в передней части гребней и в малоградиентных полях давления. На Кавказе число дней с градом наибольшее по всему побережью (табл. 8.15), чаще всего град выпадает в холодное время года. Уменьшение числа дней с градом летом связано с активизацией бризовой циркуляции, создающей температурные инверсии и тем самым ослабляющей конвекцию.

На северо-западном побережье моря град возможен в период с марта по ноябрь, в Крыму случаи выпадения града отмечаются в течение всего года. Наиболее часто град в этих районах бывает в июне.

Среднее число дней с градом за год колеблется в пределах 0,5—1,5 (табл. 8.16). СКО на различных станциях 0,7—2,1. Распределение числа дней с градом для большинства станций описывается законом Пуассона с вероятностью более 80 %.

В отдельные годы число дней с градом может отличаться от нормы среднего многолетнего на величину, превышающую среднее квадратическое отклонение в 5 раз и более. На Кавказском побережье максимальное число дней с градом за год равно 9, в Крыму и на северо-западном побережье — 6 дней.

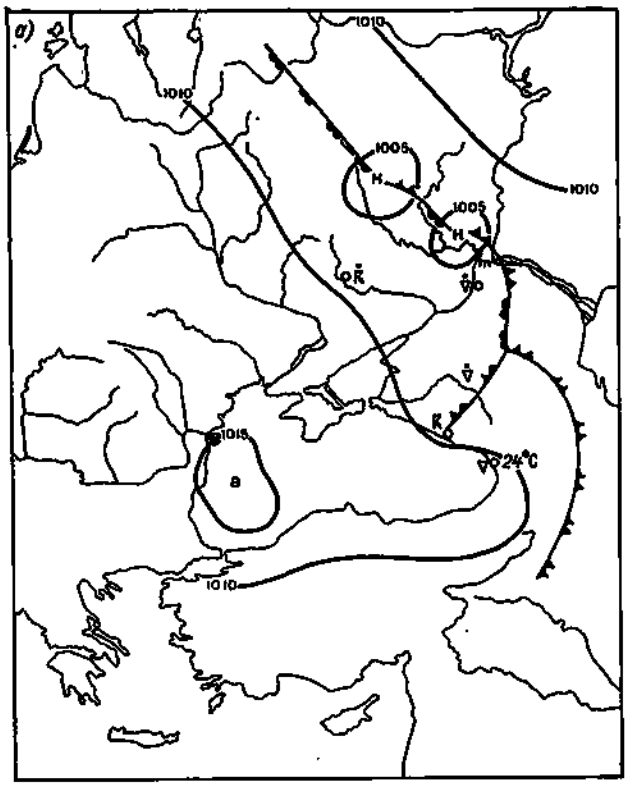
Продолжительность града обычно незначительна, в 50 % случаев она не превышает 5 мин, в 30 % град длится от 5 до 20 мин, в 20 % случаев — более 20 мин. Максимум выпадения града приходится на 16—18 ч [66].

При анализе сумм числа дней с градом по 10-летиям (табл. 8.16) выявлена общая тенденция понижения числа дней с градом за последнее 10-летие, хотя грозовая деятельность не только не уменьшилась, а как указано выше, активизировалась, что может быть вызвано не столько естественной изменчивостью, сколько является косвенным доказательством успешных воздействий на градовые очаги.

8.5. ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБЛЕДЕНЕНИЯ СУДОВ И ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ

На Черном море в холодное время года нередко случается обледенение наружных поверхностей надводных частей судов, морских стационарных платформ под буровыми установками, механизмов на них, портовых кранов, наружных устройств связи и т. п.

Это особо опасное гидрометеорологическое явление и здесь с ним, как и на морях более высоких широт, связаны дополнительные трудоемкие работы по очистке льда на судах, морских платформах, простои машин и механизмов, снижение работоспособности людей, нарушение остойчиво-



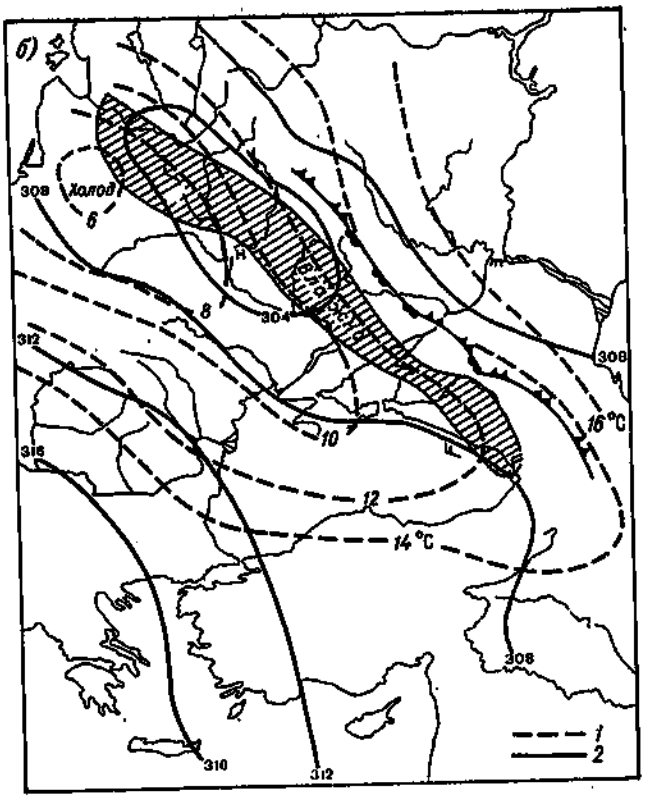
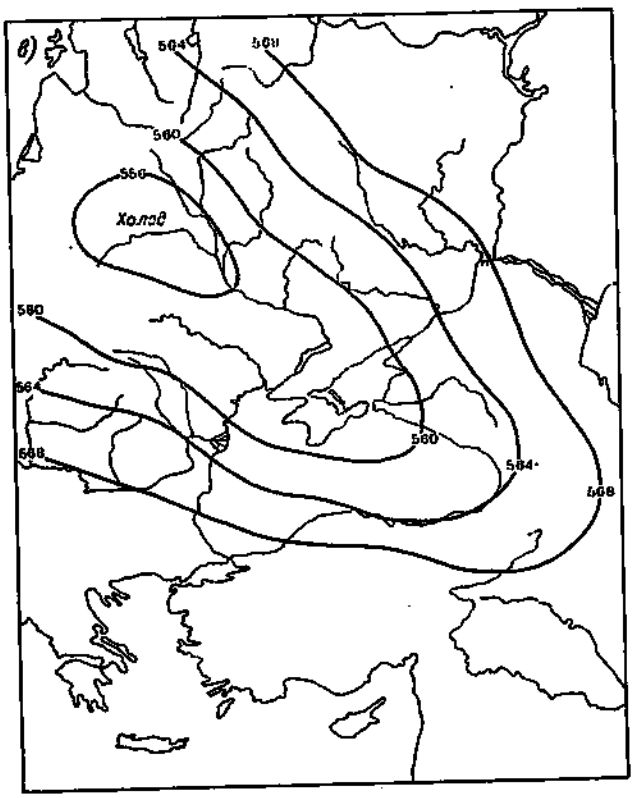


Рис. 8.3. Синоптическая ситуация, сопутствующая выпадению града на юго-восточном побережье Черного моря 30 июля 1977 г.

а — приземная карта, 15 ч.; *б* — AT_{850}, AT_{700}, 3 ч.; *в* — OT^{500}_{1000}, 15 ч.; *1* — изотермы; *2* — изобаты.



сти судов, особенно малотоннажных, что связано с угрозой гибели людей.

В зависимости от интенсивности, распределения и продолжительности обледенение может наносить значительный ущерб народному хозяйству. Систематических наблюдений за этим гидрометеорологическим явлением на Черном море почти не велось и накоплено мало эмпирического материала. Литературные источники по этому вопросу чрезвычайно скудны.

Для выявления разрозненных сведений об обледенении на Черном море использовано несколько тысяч архивных и ведомственных источников. Наиболее полезными из них оказались материалы морских гидрометеорологических станций (Одесса, Евпатория, Херсонесский маяк, Керчь, Новороссийск) за 1949—1987 гг., журналы буровых работ Управления разведочного бурения (Черноморское) за 1980—1987 гг., вахтенные журналы маломерных судов различных ведомств (Черноморское, Керчь, Новороссийск) и штурманские книжки (КГМ-15) групп судовых наблюдений (Одесса, Керчь) за 1965—1987 гг.

Анализ этих материалов показал, что обледенение имеет место преимущественно в северо-западной и северо-восточной частях Черного моря с ноября по апрель и протекает на различном гидрометеорологическом фоне.

Так, в феврале 1963 г. отмечались случаи многократного отложения льда на конструкциях портовых кранов и гидротехнических сооружений в Одесском порту. Образование слабого гололеда началось вечером 13 февраля на вертикальных конструкциях портовых кранов при температуре воздуха —2,9 °С и выпадении слабой мороси. В 10 ч 50 мин 14 февраля нарастание льда прекратилось. Максимальный размер его отложения достигал всего лишь 7 мм. Затем после длительного перерыва в 4 ч 20 мин 15 февраля вновь началось отложение льда более интенсивно из атмосферных осадков (ледяной дождь) и продолжалось до 14 ч при северо-восточном ветре 8 м/с, относительной

Таблица 8.15

Число дней с градом по 10-летиям

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год
Вилково													
1951—1960	0	0	0	2	2	1	0	0	0	0	0	0	5
1961—1970	0	0	0	1	1	6	1	1	1	0	0	0	11
1971—1980	0	0	0	1	2	2	5	0	0	1	0	0	11
Сумма	0	0	0	4	5	9	6	1	1	1	0	0	27
Одесса													
1921—1930	0	0	0	4	3	5	4	0	1	1	0	0	18
1931—1940	0	0	0	1	3	5	0	0	0	1	1	0	11
1941—1950	0	0	0	0	1	2	1	1	0	0	0	0	5
1951—1960	0	0	0	1	3	3	0	0	1	2	0	0	10
1961—1970	0	0	1	1	0	0	3	1	1	0	1	0	8
1971—1980	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	2
Сумма	0	0	1	7	10	15	8	2	5	4	2	0	54
Очаков													
1931—1940	0	0	0	0	2	4	1	2	0	0	0	0	9
1951—1960	0	0	0	3	2	3	0	0	0	0	0	0	8
1961—1970	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	4
1971—1980	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	2
Сумма	0	0	0	3	5	10	2	3	0	0	0	0	23
Черноморское													
1931—1940	0	0	0	0	1	1	1	0	1	0	0	0	4
1951—1960	0	0	0	0	0	0	2	1	2	2	1	0	8
1961—1970	0	0	0	0	1	0	0	1	2	1	0	0	5
1971—1980	0	0	0	0	1	0	0	0	0	2	0	1	4
Сумма	0	0	0	0	3	1	3	2	5	5	1	1	21
Евпатория													
1921—1930	1	1	0	1	1	0	2	0	0	3	1	0	10
1931—1940	0	0	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	3
1951—1960	0	1	0	0	2	1	2	1	1	2	1	0	11
1961—1970	0	0	0	0	1	3	0	0	0	0	2	1	7
1971—1980	0	0	0	0	0	2	2	2	0	0	0	0	6
Сумма	1	2	0	1	5	7	6	4	1	5	4	1	37
Севастополь													
1911—1920	2	0	1	5	2	2	2	1	3	1	5	2	26
1921—1930	0	1	1	1	1	1	1	0	1	3	4	3	17
1931—1940	4	1	2	1	0	0	0	1	4	1	2	0	16
1941—1950	0	0	1	0	0	1	0	2	1	4	2	0	11
1951—1960	1	3	1	0	1	1	0	1	1	3	2	0	14
1961—1970	1	2	0	0	1	3	0	0	2	2	4	1	16
1971—1980	1	1	0	1	0	1	1	1	0	1	6	2	15
Сумма	9	8	6	8	5	9	4	6	12	15	25	8	115
Ялта													
1921—1930	0	1	0	1	0	0	1	0	0	1	0	1	5
1931—1940	0	1	0	0	2	3	2	1	1	1	2	2	15
1951—1960	0	0	0	0	2	0	1	0	0	0	0	1	4
1961—1970	1	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	4
1971—1980	0	0	0	0	0	1	1	2	0	0	1	0	5
Сумма	1	2	1	1	4	4	5	3	2	2	3	5	33
Феодосия													
1901—1910	1	0	0	1	0	0	1	0	6	0	0	0	3
1911—1920	0	0	0	0	2	1	2	0	1	0	0	0	6
1921—1930	0	0	1	2	3	5	1	0	1	1	0	0	14
1931—1940	1	0	0	5	0	2	3	1	1	0	0	1	14
1951—1960	1	0	1	0	0	2	0	0	0	0	0	0	4
1961—1970	0	0	0	0	2	0	2	0	0	0	0	0	4
1971—1980	0	0	0	0	0	2	0	2	1	0	0	0	5
Сумма	3	0	2	8	7	12	9	3	4	1	0	1	50

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год
Новороссийск													
1901—1910	1	1	0	0	1	1	0	0	0	2	3	0	9
1911—1920	1	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	4
1921—1930	0	0	1	2	0	1	1	4	1	0	1	0	11
1931—1940	0	0	0	2	1	2	3	0	1	0	0	0	9
1951—1960	0	2	1	2	0	3	1	1	3	1	2	1	17
1961—1970	0	0	0	0	1	3	1	0	2	1	0	2	10
1971—1980	1	0	0	1	0	5	1	0	0	0	0	1	9
Сумма	3	3	2	8	4	15	7	6	7	4	6	1	69
Туапсе													
1921—1930	4	3	2	5	1	1	1	3	2	2	1	3	28
1931—1940	3	6	0	0	0	1	2	0	0	1	1	2	16
1951—1960	6	4	1	1	1	1	1	0	2	4	3	0	24
1961—1970	0	0	0	0	0	2	1	1	0	1	0	0	5
1971—1980	0	0	0	1	0	0	0	0	0	3	0	1	5
Сумма	13	13	3	7	2	5	5	4	4	11	5	6	78
Поти													
1921—1930	1	0	2	1	0	0	0	0	2	1	0	1	8
1931—1940	8	4	5	0	0	0	0	0	3	1	4	5	30
1941—1950	0	1	1	0	0	2	0	0	1	5	0	1	11
1951—1960	3	5	2	0	0	0	2	0	1	3	3	5	24
1961—1970	0	3	0	0	0	0	0	1	1	3	0	0	8
1971—1980	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	2
Сумма	12	13	10	1	1	3	2	1	8	13	7	12	83
Батуми													
1931—1940	6	3	2	2	0	1	0	0	0	1	3	8	26
1941—1950	3	0	1	0	1	0	0	0	2	5	3	2	17
1951—1960	3	0	1	0	0	0	0	0	0	1	3	4	12
1961—1970	1	0	0	0	0	0	2	0	0	1	3	1	8
1971—1980	2	1	0	0	0	0	0	0	0	4	1	1	9
Сумма	15	4	4	2	1	1	2	0	2	12	13	16	72

влажности воздуха 99 % и температуре воздуха —2,2 °С. Закончилось нарастание льда в 0 ч 50 мин 16 февраля. Лед сохранялся на проводах, конструкциях портовых кранов до 17 ч 30 мин 17 февраля. Максимальный диаметр отложения льда на проводах составил 50 мм. Лед плотный, стекловидный, прозрачный имел волнообразную поверхность. Масса 280 г на 1 м провода.

В январе 1973 г. отмечалось сильное обледенение группы рыболовецких судов (типа СЧС) на переходе от Феодосии до Анапы. По сообщению капитана одного из судов этой группы (СЧС-50), оказавшегося в наиболее бедственном положении из-за выхода из строя двигателя, гидрометеорологическая обстановка была сложной. Вечером 20 января резкое понижение температуры воздуха (—5 °С и ниже) и сохранение температуры воды выше 5 °С обусловило густое парение моря и образование тумана (видимость 50—100 м). Начала нарастать скорость ветра северо-восточного направления (до 15 м/с и более), усилилось волнение. Окатываемое волнами и каскадами холодных брызг судно на морозе начало быстро покрываться слоем льда. Борьба экипажа судна со смертельной опасностью продолжалась непрерывно в течение 33 ч. Имело место обморожение людей.

С 25 февраля по 4 марта 1985 г. отмечалось обледенение стационарной платформы под буровой установкой в северо-западной части Черного моря. Все дни ветер отмечался северного и северо-восточного направления 15—17 м/с. Высота волны доходила до 3 м, температура воздуха достигала —6 °С.

Лед отложился на всех конструкциях платформы. Наибольшей толщины (50 мм) лед достигал на надводных частях опорных блоков, при-

Таблица 8.16

Характеристика числа дней с градом на побережье

Станция	Общее количество наблюдений	Среднее за год	СКО	Коэффициент вариации	Наибольшее число дней за год	Год наблюдения
Одесса	63	1,1	1,3	1,2	6	1919
Очаков	51	0,6	0,9	1,5	4	1945
Николаев	78	1,6	1,5	0,9	6	1930
Стерегущий	42	0,8	0,8	1,0	4	1949
Черноморское	49	0,5	0,8	1,6	3	1951
Евпатория	62	0,8	0,7	0,9		
Севастополь	66	1,7	1,3	0,7	5	1964
Херсонес, маяк	64	0,9	1,0	1,1	4	1948
Ялта	59	0,6	1,0	1,7	5	1931
Алушта	51	0,5	0,7	1,4	3	1952
Феодосия	77	0,8	1,1	1,4	6	1945
Керчь	80	1,4	1,2	0,8	5	1970
Новороссийск	80	1,0	1,1	1,1	4	1945, 1958
Туапсе	57	1,6	1,6	1,0	7	1945
Поти	64	1,6	2,1	1,3	9	1931
Батуми	57	1,5	1,9	1,3	8	1936, 1941

чальных сооружениях, свисая в море плотной стекловидной, грязно-бурой массой. На конструкциях верхнего строения платформы, антеннах, оттяжках буровых вышек и в проходах максимальное отложение льда в диаметре достигало 30 мм.

Здесь же отмечалось обледенение и в марте 1987 г. В течение ночи со 2 на 3 марта морская платформа была завалена снегом, высота его на антеннах была 10—11 см, в проходах — до 30 см. Ветер северо-восточного направления 16—24 м/с, температура воздуха —2,5... —2,9 °С. В 8 ч 45 мин ветер изменил направление на южное со скоростью 12—18 м/с, температура воздуха резко повысилась с —2,5 °С в 06 ч до 6,2 °С к 14 ч. Снег перешел в ливневый дождь. Бурные потоки воды и тающего снега потекли по конструкциям платформы в море. Однако потепление было кратковременным. В 12 ч 45 мин ветер южного направления ослабел до 8 м/с и в 14 ч сменил направление на северо-восточное, а затем на северное. К 16 ч скорость его увеличилась до 10—15 м/с. К 21 ч 3 марта температура воздуха понизилась до —6,7 °С (изменения температуры воздуха за несколько часов составили 12,9 °С). Не успевшая высохнуть вода превратила проходы, причальное сооружение и вертолетную площадку в ледяное зеркало. Скорость ветра северо-восточного направления усилилась до 24 м/с, вновь пошел снег. Метель не утихала до 7 марта.

В феврале 1987 г. отмечался случай обледенения судна «Аргон» (водоизмещением 150 т) у Тендровской косы. В 7 ч утра 24 февраля усилился ветер северо-западного направления скоростью больше 10 м/с, резко понизилась температура воздуха (до —4 °С). От ударов волн в левый борт судна брызги высоко летели вверх (на высоту до 3 м). Вода не успевала уходнть за борт и тут же замерзала на проводах, на стенке рубки, вантах. К вечеру толщина гололеда на проводах была 30 мм. Намерзание льда продолжалось до 1 ч ночи 25 февраля, пока судно не изменило курс и не ушло в укрытие, чтобы не потерять остойчивость.

С 1949 по 1987 г. отмечались случаи образования гололеда в ноябре, декабре, феврале, марте морскими гидрометеорологическими станциями Одесса, Черноморское, Евпатория, Херсонесский маяк, Феодосия, Новороссийск, Геленджик, Туапсе [66].

Таблица 8.17

Повторяемость обледенения основных конструкций судна и морской стационарной платформы в северо-западной части моря (зимы 1985—1987 гг.)

Конструкция	Число случаев	Повторяемость, %
Судно		
Борт судна	8	2
Полубак	14	3
Полубак, палуба	119	24
Такелаж, рангоут	12	2
Надстройка и палуба надстройки	91	18
Полубак, палуба, такелаж, надстройка	86	17
Полубак, палуба, такелаж, надстройка	150	30
Корма	7	2
Все судно	7	2
Морская стационарная платформа		
Конструкции верхнего строения платформы	6	3
Антенны	6	3
Оттяжки буровых вышек	6	3
Верхние части опорных блоков	70	24
Надводная часть опорных блоков	86	28
Причальное устройство	112	38
Все платформы	4	1

Таблица 8.18

Повторяемость температуры воздуха, сопутствующей обледенению судов в северо-западной и северо-восточной частях моря

Температура воздуха, °С от	до	Число случаев	Повторяемость, %
0	—3	26	7
—4	—7	117	31
—8	—11	138	37
—12	—15	61	16
—16	—18	14	3

Как видно из приведенных примеров, обледенение судов и гидротехнических сооружений происходит при отрицательной температуре воздуха и обусловливается количеством попадающей воды на

Таблица 8.19

Повторяемость температуры воды в поверхностном слое моря, сопутствовавшей обледенению судов в северо-западной и северо-восточной частях моря

Температура воды, °С от	до	Число случаев	Повторяемость, %
—1	1	36	35
2	3	47	46
4	5	17	16
6	7	3	3

внешнюю поверхность судна или морской платформы от брызг морских волн, атмосферных осадков, тумана.

В значительной степени обледенение определяется также и особенностями типа судна или конструктивно-архитектурной структурой гидротехнического сооружения (табл. 8.17). На основе материалов об обледенении маломерных судов в зимы 1980—1987 гг., из которых зима 1984/85 г. была особенно суровой, представляется возможным сделать выводы о некоторых гидрометеорологических характеристиках, сопутствующих обледенению. Так, анализ данных о температуре воздуха (табл. 8.18) и температуре воды (табл. 8.19), сопутствующих обледенению, показывает, что оно может возникать при широком диапазоне изменчивости температуры воздуха (от 0 до —18 °С) и температуры воды (от —1,0 до 6 °С). Наиболее часто обледенение судов происходит при температуре воздуха —3... —15 °С и при температуре воды до +5 °С. Эти значения несколько отличаются от подобных данных, опубликованных другими авторами [11, 14, 41]. Так, по данным одних источников обледенение судов происходит при температуре воды от +1 до —1,0 °С, по другим — при температуре 1—3 °С. Близки к нашему случаю данные Васильева Г. В. [12], подтверждающие возмож-

ность возникновения обледенения при температуре воды 5—6 °С.

Важной характеристикой обледенения является его интенсивность, которая оценивается скоростью нарастания толщины льда (см/ч).

Таблица 8.20

Гидрометеорологические условия обледенения морских стационарных платформ и судов в северо-западной части моря

Обледенение	Температура воздуха, °С	Температура воды, °С	Ветер		Высота волн, м	Месяц
			направление, °	скорость, м/с		
Медленное	0... —10	—1... 6	270—90	до 10	<3	I—III
Быстрое	—6... —18	0... —1	0—90	>10	>3	

Поскольку многие суда стремятся покинуть опасную зону, как только начинается обледенение, а на морских платформах люди заняты работами по околке и очистке льда, в этих условиях трудно проводить замеры интенсивности и толщины его

Таблица 8.21

Повторяемость интенсивности обледенения морской стационарной платформы в северо-западной части при различных скоростях ветра (зима 1984/85 г.), %

Интенсивность обледенения	Градации скорости ветра, м/с					Средняя скорость ветра, м/с
	0—1	2—5	6—10	10—15	16 и более	
Быстро растет (41 случай)	1	3	10	40	46	15
Медленно растет (96 случаев)	1	7	30	40	22	10

нарастания. К тому же существующая методика таких наблюдений [49] весьма примитивна. Определение интенсивности обледенения даже на морских гидрометеорологических станциях производится пока визуально.

Таблица 8.22

Повторяемость интенсивности обледенения морской стационарной платформы в северо-западной части в зависимости от сопутствующих условий (причин обледенения), %

Интенсивность обледенения	Причины обледенения			
	брызги	брызги и туман	туман	брызги и дождь
Быстро растет (41 случай)	86	10	1	3
Медленно растет (96 случаев)	94	6	—	—

Анализ материалов обледенения морских стационарных платформ и судов их обслуживающих показал, что различная интенсивность обледенения обусловливается соответствующими значениями гидрометеорологических показателей (табл. 8.20).

Как быстрое, так и медленное обледенение бывает в весьма широком диапазоне гидрометеорологических показателей и обусловливается рядом причин (табл. 8.20—8.22).

Для судов интенсивность обледенения кроме вышеуказанного комплекса гидрометеорологических показателей зависит и от курса судна относительно направления ветра (табл. 8.23).

Однако степень опасности обледенения зависит не только от интенсивности самого процесса обледенения, но и от общего количества образовавшегося льда за некоторый промежуток времени. Так, отмеченные выше случаи обледенения на морских

Таблица 8.23

Повторяемость обледенения судна в северо-западном районе при различных курсах по отношению к ветру

Курс судна (сектор)	Интенсивность обледенения	Число случаев	Повторяемость, %
Против ветра (270—90°)	Медленное	44	37
	Быстрое	10	59
По ветру (225—130°)	Медленное	26	22
	Быстрое	2	12
Ветер в борт (46—135°)	Медленное	49	41
	Быстрое	5	29

платформах и сооружениях 5 см и более являются уже опасными.

Многообразие сочетаний гидрометеорологических факторов, характеризующих вероятность обледенения судов и гидротехнических сооружений в Черном море, можно условно объединить в три группы:

1. Сочетание отрицательной температуры воздуха и скорости ветра от штиля до 9 м/с, а также отрицательной температуры воздуха до —3 °С при скоростях ветра более 9 м/с. Эти условия обусловливают вероятность медленного обледенения при морозной погоде вследствие брызг, умеренного ветрового волнения, а также от выпадения осадков, парения моря, тумана и высокой влажности воздуха.

Такое обледенение распространяется сравнительно равномерно по всем наружным частям судна, гидротехнического сооружения и менее опасно, чем обледенение от брызг сильного волнения.

2. Сочетание температуры воздуха —3 °С и ниже и скорости ветра 10 м/с и более. Этот комплекс обусловливает вероятность быстрого обледенения вследствие мороза и срыва брызг с гребней волн. Скорость ветра интенсифицирует процесс замерзания воздушных капель.

Обледенение от брызг является наиболее распространенным и составляет в северо-западной и в северо-восточной частях моря около 90 % случаев, являясь наиболее опасным из-за неравномерного нарастания льда. Кроме того, нарастание льда от брызг практически не ограничено.

3. Сочетание температуры воздуха —3 °С и ниже при ветре 10 м/с и более и при всех видах атмосферных осадков, туманах и парении моря. Этот комплекс обусловливает очень быстрое обледенение. Лед, образовавшийся от брызг морской и частично пресной воды, отличается большой вязкостью и прочно прилипает к металлическим конструкциям [29], он трудно поддается околке.

Влияние температуры воды на обледенение судов и гидротехнических сооружений вероятно сказывается незначительно, так как брызги волн

при взлете и падении в морозную погоду приобретают температуру, близкую к точке замерзания.

Анализ синоптических ситуаций в зимние месяцы 1971—1987 гг. показал, что обледенение на Черном море наиболее вероятно в северо-западной и северо-восточной его частях в основном при трех типах барических образований: выходе южных циклонов на северо-восток моря; выходе ныряющих циклонов с Прибалтики на Украину; усилении антициклона в южных районах Украины.

Обычно обледенение наблюдается (в среднем в 80 % случаев) в тыловой части хорошо развитых глубоких циклонов, где происходит адвекция холодного воздуха, сопровождающаяся штормовыми ветрами, преимущественно северо-западного направления. Зона обледенения в тылу циклона располагается не сразу за холодным фронтом, а на некотором удалении от него. Объясняется это тем, что непосредственно за холодным фронтом температура холодной воздушной массы еще не достигает низких значений, при которых начинается обледенение, а вследствие изменения направления и скорости ветра в зоне холодного фронта волнение еще не достигает своего максимального развития. В случаях глубоких окклюдированных циклонов, при благоприятных значениях скорости ветра 12—15 м/с, температуре воздуха —2... —10 °С и воды 2—5 °С обледенение может наблюдаться и вблизи центра циклона.

Если над восточными районами европейской части СССР располагается антициклон, а над южными районами — область пониженного давления, то на север Черного моря в передней части антициклона выносятся массы холодного воздуха. В результате здесь также создаются благоприятные условия для опасного обледенения. Повторяемость обледенения при различных синоптических условиях приведена в табл. 8.24.

Таблица 8.24

Синоптические условия обледенения судов и гидротехнических сооружений на Черном море

Район моря	Повторяемость обледенения, %			Число случаев
	Тыл циклона	Передняя часть циклона	Прочие условия	
Северо-западный	77	14	9	169
Северо-восточный	86	8	6	161
В целом по морю	81	11	7	330

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алисов Б. П. Адвективные типы погоды в Ялте в зимнем и летнем сезонах//Метеорология и гидрология.— 1969.— № 1.— С. 78—81.

2. Алисов Б. П., Полтараус Б. П. Климатология.— М.: Изд. МГУ, 1974.— 300 с.

3. Альтман Э. Н. Конвективно-турбулентный теплообмен Черного моря с атмосферой//Сборник работ ГМО ЧАМ.— 1962.— Вып. 1.— С. 70—76.

4. Альтман Э. Н., Кумыш Н. И. Многолетняя и внутригодовая изменчивость баланса пресных вод Черного моря//Труды ГОИН.— 1985.— Вып. 176.— С. 3—18.

5. Ацаполькая Л. Е. Режим скоростей ветра на территории СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 200 с.

6. Андриенко Л. А. Условия развития восточных штормов на Черном море (холодный сезон)//Труды ОГМИ.— 1960.— Вып. 21.— С. 53—64.

7. Батяева Т. Ф. Метели на ЕТС при северо-западных циклонах//Труды ЦИПа.— 1953.— Вып. 53.

8. Бендат Дж., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов: Пер. с англ.— М.: Мир, 1973.— 464 с.

9. Берг А. С. Основы климатологии.— Л.: Госучпедиздат Наркомпроса РСФСР, 1938.— 456 с.

10. Берлянд Т. Г., Сорокина Л. А. Режим облачности на земном шаре//Труды ГГО.— 1975.— Вып. 338.— С. 3—20.

11. Борисенков Е. П. О физическом обосновании гидрометеорологических комплексов, обусловливающих обледенение судов//Гидрометеорологические условия обледенения судов.— Л., 1969.— С. 19—23.

12. Борисенков Е. П. К теории брызгового обледенения судов//Исследование физической природы обледенения судов.— Л., 1972.— С. 34—37.

13. Борисов А. А. Климатография Советского Союза.— Л.: Изд. ЛГУ, 1970.— 312 с.

14. Васильев К. П. Наивыгоднейшие пути плавания судов в морях и океанах в зависимости от заданных гидрометеорологических условий//Труды Гидрометцентра СССР.— 1972.— Вып. 97.— С. 32—35.

15. Виноградов М., Динка И. Особенности режима температуры и влажности воздуха на черноморском побережье Румынии//Применение статистических методов в метеорологии.— Л., 1971.— С. 36—42.

16. Гидрометеорологический режим Южного берега Крыма.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 120 с.

17. Голубева З. А. Изменчивость теплового баланса поверхности Черного моря//Труды ГОИН.— 1987.— Вып. 180.— С. 21—32.

18. Гунния С. У. Влияние горных хребтов на грозовые процессы//Исследование облаков, осадков и грозового электричества.— Л., 1983.— С. 149—155.

19. Гусев А. М. Новороссийская бора//Труды МГИ.— 1959.— Т. 14.— 140 с.

20. Дюбюк А. Ф., Бибикова Т. Н., Трубников Б. Н. О влиянии горной топографии и моря на формирование летней облачности над южным Крымом//Труды УкрНИГМИ.— 1961.— Вып. 26.— С. 74—85.

21. Занина А. А. Климат СССР//Кавказ.— 1961.— Вып. 2.— 390 с.

22. Зверев А. С. Синоптическая метеорология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 774 с.

23. Земляков В. М. Атмосферное давление и ветер над Черным морем//Труды УкрНИГМИ.— 1957.— Вып. 7.

24. Земляков В. М. Годовой ход влажности над Черным морем//Труды ОГМИ.— 1957.— Вып. 11.— С. 189—198.

25. Земляков В. М. Годовой ход облачности и осадков над Черным морем//Труды ОГМИ.— 1958.— Вып. 17.— С. 81—103.

26. Земляков В. М. Гидрометеорологическое районирование Черного моря//Труды УкрНИГМИ.— 1963.— Вып. 38.

27. Калитин Н. Н. Актинометрия.— Л.: Гидрометеоиздат, 1938.— С. 38—70.

28. Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 376 с.

29. Качурин Л. Г., Ганин Л. И., Смирнов И. А. Интенсивность обледенения малотоннажных рыбопромысловых судов в различных гидрометеорологических условиях//Метеорология и гидрология.— 1974.— № 3.— С. 57—58.

30. Кирьянов М. Г. Фён на юге Крыма//Метеорология и гидрология.— 1955.— № 3.— С. 34—36.

31. Климат и опасные гидрометеорологические явления Крыма/Под ред. К. Т. Логинова, М. Б. Барабаш.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 318 с.

32. Климатический и гидрологический атлас Черного и Азовского морей.— М.: Гидрометеоиздат, 1956.— 106 с.

33. Климатологический справочник СССР. Вып. II.— М.: Гидрометеоиздат, 1949.— 256 с.

34. Климатологический справочник СССР. Вып. 10.— Киев: УГМС УССР, 1950.— 715 с.

35. Климатологический справочник СССР. Вып. 10а.— Киев: изд. АН УССР, 1957.— 346 с.

36. Климат Ростовской области и Краснодарского края.— Ростов: Ростоблиздат, 1938.

37. Климат Украины/Под ред. Г. Ф. Прихотько, А. В. Ткаченко, В. Н. Бабиченко.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967.— 415 с.

38. Колесникова А. П. Синоптические условия перемещения ныряющих циклонов и особенности обусловливаемых ими штормовых ветров на Черном море//Труды ОГМИ.— 1961.— Вып. 23.— С. 51—56.

39. Кошеленко И. В. К вопросу о суточном ходе влажности//Труды УкрНИГМИ.— 1957.— Вып. 7.

40. Кошеленко И. В. Туманы//Труды УкрНИГМИ.— 1977.— Вып. 155.— 157 с.

41. Култашев Е. Н., Панов В. В. Результаты исследования обледенения судна типа СРТ в натурных условиях//Технология судостроения.— 1970.— № 1.

42. Курс метеорологии/Под ред. П. Н. Тверского.— Л.: Гидрометеоиздат, 1951.— 888 с.

43. Лабунская Л. С. О бризах Черноморского побережья//Труды УкрНИГМИ.— 1961.— Вып. 23.— С. 49—55.

44. Леонов А. К. Региональная океанография. Ч. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 766 с.

45. Методические указания. Вып. 42. Расчет режима морского ветрового волнения.— М.: ГОИН, 1979.— 96 с.

46. Методы климатической обработки метеорологических наблюдений/Под ред. О. А. Дроздова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1957.— 488 с.

47. Миротворская Н. К. Климатическая характеристика линий в Одессе//Труды ОГМИ.— 1961.— Вып. 23

48. Михель В. М. Повторяемость форм облаков нижнего яруса в СССР//Труды ГГО.— 1954.— Вып. 26.— С. 102—146.

49. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Ч. III.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 160 с.

50. Опасные гидрометеорологические явления на Кавказе/Под ред. Г. Г. Сванидзе, Я. А. Цуцкиридзе.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 264 с.

51. Панюшкин А. В. и др. Экспериментальные исследования адгезии льда к некоторым конструкционным материалам//Труды ААНИИ.— 1976.— Т. 298.— С. 59—71.

52. Полозова Л. Г. Точность норм средней месячной температуры воздуха в зависимости от ее многолетних колебаний//Труды ГГО.— 1973.— Вып. 299.— С. 52—65.

53. Польский П. И. Аэросиноптические условия выпадения значительных осадков в Крыму//Труды УкрНИГМИ.— 1961.— Вып. 27.— С. 26—37.

54. Потапова Е. И., Потапов Н. С. Особенности циркуляции на южной оконечности Крыма//Труды МГИ.— 1959.— Т. 16.— С. 29—43.

55. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 268 с.

56. Руководство по расчету морского волнения и ветра над морем.— М.: Гидрометеоиздат, 1960.— 200 с.

57. Седлецкий В. М. Прогноз града на территории Украины//Труды УкрНИГМИ.— 1969.— Вып. 83.— С. 89—95.

58. Сохрина Р. Ф. Оценка изменчивости числа дней с метелью во времени и пространстве на территории СССР//Труды ГГО.— 1975.— Вып. 335.— С. 149—171.

59. Сохрина Р. Ф., Фан А. А. Изменчивость отдельных характеристик солнечного сияния на территории СССР//Труды ГГО.— 1975.— Вып. 335.— С. 67—86.

60. Сохрина Р. Ф., Челпанова В. М., Шарова В. Я. Давление воздуха, температура воздуха и атмосферные осадки северного полушария.— Л.: Гидрометеоиздат, 1959.— 474 с.

61. Справочник по климату СССР. Ч. 1. Вып. 10, 13, 14.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966—1968.

62. Справочник по климату СССР. Ч. 2. Вып. 10, 13.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966—1967.

63. Справочник по климату СССР. Ч. 3. Вып. 10, 13, 14.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967—1970.

64. Справочник по климату СССР. Ч. 4. Вып. 10, 13, 14.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966—1970.

65. Справочник по климату СССР. Ч. 5. Вып. 10, 13, 14.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 1970.

66. Справочник по климату Черного моря.— М.: Гидрометеоиздат, 1974.— 406 с.

67. Средиземноморские циклоны в поле облачности/Под ред. Т. П. Поповой.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 103 с.

68. Типовые поля ветра и волнения Черного моря/ Под ред. Э. Н. Альтмана, Г. В. Матушевского.— Севастополь: СО ГОИН, 1987.— 116 с.

69. Тьюки Дж. Анализ результатов наблюдений: Пер. с англ.— М.: Мир, 1982.— 694 с.

70. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 620 с.

71. Циценко Г. В. Точности вычисления среднего месячного количества облаков//Труды ГГО.—1975.— Вып. 338.— С. 21—25.

72. Чернякова А. П. Северо-восточные штормы на Черном и Азовском морях при перемещении циклонов с Малой Азии на юго-восток Черного моря//Труды УкрНИГМИ.— 1958.— Вып. 12.— С. 123—131.

ЧАСТЬ II. ВОДНЫЙ, СОЛЕВОЙ И ТЕПЛОВОЙ БАЛАНСЫ. ТЕРМОХАЛИННАЯ СТРУКТУРА ВОД

1. ВОДНЫЙ, СОЛЕВОЙ И ТЕПЛОВОЙ БАЛАНСЫ МОРЯ

Проблема сохранения и развития природных ресурсов южных морей СССР в условиях увеличивающегося давления нагрузок, связанных с влиянием хозяйственной деятельности человека, стала в настоящее время наиболее актуальной. Безвозвратное водопотребление и трансформация речного стока, загрязнение вод и атмосферы отходами производства существенным образом сказываются на режиме бассейнов морей и прежде всего на водном, солевом и тепловом балансах, которые в свою очередь определяют особенности структуры вод. В конечном счете недоучет этих обстоятельств может нанести непоправимый урон морю в его хозяйственном освоении. Поэтому изучение закономерностей формирования баланса, выяснение роли естественных климатических и антропогенных факторов в его изменениях, оценка их на современном этапе и в будущем для разработки мероприятий по предотвращению возможных негативных последствий представляют научный интерес и имеют практическое значение.

1.1. ВОДНЫЙ БАЛАНС

Исследованию водного баланса Черного моря и его отдельных составляющих посвящено много работ (табл. 1.1), однако использование большинством авторов различных косвенных методов расчетов составляющих баланса, различных литературных источников и рядов наблюдений привели к разноречивости полученных результатов. Практически у всех исследователей отсутствуют погодичные данные и внутригодовые распределения составляющих водного баланса, что не дает возможности проследить их многолетние изменения в зависимости от климатических и антропогенных факторов.

Необходимость расчета по годам составляющих баланса, наблюдения за которыми или вообще, или частично не производятся, потребовала разработки физически обоснованных схем косвенных расчетов на основе данных гидрометеорологических наблюдений [10, 14]. Предварительно были выполнены обобщения многолетних материалов наблюдений за температурой и влажностью воздуха, скоростью ветра [159], температурой и соленостью поверхностного слоя Черного моря [11].

Совместно с данными береговых многолетних наблюдений они послужили основой для расчета отдельных составляющих баланса.

Для большинства элементов баланса не представлялось возможным выполнение расчетов за период Великой Отечественной войны (1941—1944), когда на многих гидрометеорологических станциях бассейна не проводились наблюдения.

Расчет современного водного баланса Черного моря выполнен по годам за многолетний период (1923—1940, 1945—1985) по уравнению

$$(Q_р + O_о + Q_Б^н + Q_А) - (Q_и + Q_Б^в + Q_ч) = \pm \Delta B, \quad (1.1)$$

где $Q_р$ — суммарный речной сток в море; $Q_о$ — атмосферные осадки на поверхности моря; $Q_Б^н$ — приток мраморноморских вод через Босфор с нижним течением; $Q_А$ — приток азовских вод через Керченский пролив; $Q_и$ — испарение с поверхности моря; $Q_Б^в$ — сток вод через Босфор с верхним течением; $Q_ч$ — отток вод в Азовское море через Керченский пролив; ΔB — изменение объема моря.

В уравнении (1.1) не учитываются такие составляющие, как подземный приток вод и фильтрация в грунт, о которых практически нет достоверных сведений. Можно лишь предположить, что эти составляющие баланса уравнивают друг друга и не играют существенной роли в общем водном балансе моря. По данным [119] в среднем приток подземных вод составляет не более 2 % объема речного стока в море.

При расчете водного баланса учитывались морфометрические характеристики бассейна [14]. Площадь моря принята равной 423 000 км², объем 538 124 км³, средняя глубина 1272 м. Соотношение площадей северо-западной, западной и восточной частей моря приблизительно равно 8 : 41 : 51.

1.1.1. Речной сток

Суммарный речной сток по естественному районированию складывается из речного стока северо-западной части Черного моря $Q_{сз}$, стока рек Крыма $Q_{Кр}$, Кавказа $Q_К$, речного стока Турции $Q_Т$ и стока рек болгаро-румынского побережья $Q_{БР}$

$$Q_р = Q_{сз} + Q_{Кр} + Q_К + Q_Т + Q_{БР}. \quad (1.2)$$

Сток северо-западного района моря. Площадь водосбора около 1 500 000 км² (из них около 20 000 км² — площадь с незначительным стоком). Суммарный сток района складывается из объемов стока четырех крупных рек: Дуная, Днестра, Днепра и Южного Буга.

Сток Дуная. Площадь водосбора 817 000 км², длина реки 2860 км. Режим формирования стока различен на его большом протяжении. В нижней части река имеет ярко выраженный равнинный характер. Объем стока в море принят по створу 54-я миля [60]. За рассматриваемый период (1923—1985) средний объем стока составил 208 км³ в год. Его изменения за многолетний период: от 313 км³ в 1941 г. (150 % среднего) до 136 км³ в 1949 г. (65 % среднего). Колебания

Таблица 1.1

Сводка изученности составляющих водного баланса Черного моря, км³/год

Автор, год исследования	Приходная часть				Расходная часть		
	речной сток	атмосферные осадки	приток		испарение	сток	
			через Босфор	через Керченский пролив		через Босфор	через Керченский пролив
С. О. Макаров, 1885			179*			330*	
К. Б. Маньяги, 1892			298*			726*	
И. В. Шпиндлер, 1896, 1899	474	220			232	416	
Л. Мёллер, 1928	328	231	193		354	398	
Х. У. Свердруп, 1942	328	240	192		363	397	
Ф. Эллиот, О. Ильгаз, 1946						1028	
В. А. Водяницкий, 1948	480	280			240		
С. В. Бруевич, 1953	350	225	175		350	400	
А. В. Рождественский, 1953	340	280	195		240	575	
Ж. Нейман, Н. Розенан, 1954	427	240	192		397	462	
А. К. Леонов, 1960	309	230	193	95	365	392	70
Д. Я. Беренбейм, 1960	340	120	193	59	280	398	34
В. Н. Кочиков, 1961					254		
А. С. Прусенков, 1962					358		
Е. В. Солянкин, 1963	346	118	176	53	332	340	32
А. К. Богданова, 1969			174			357	
Ж. Тиксерон, 1970	400	182			393	189	
А. В. Рождественский, 1971	294	254	229	38	301	485	29
В. К. Ситников, 1972	423	148			381	190	
М. Ш. Розенгурт, В. К. Ситников, 1973	406	212			381	241	
Э. Н. Альтман, 1984	338	236	181	50	402	366	33

Примечания: 1. Данные Маньяги, Шпиндлера приведены по материалам Бруевича [40].
2. Данные Свердрупа, Рождественского (1953) приведены по материалам Беренбейма [25] и Розенгурта [136].
3. Если автор приводит сведения только в миллиметрах, то перевод в кубические километры выполнен с учетом площади моря, принятой в данной работе (423 000 км²)

* — по наблюдениям.

стока от года к году и по отдельным периодам значительны. За последние 30 лет отмечается значимый положительный тренд.

Во внутригодовом ходе стока отмечается четкая изменчивость (рис. 1.1). Свыше 60 % объема стока проходит в весенне-летний период. Зимой — всего 17 % годового. Коэффициент неравномерности внутригодового распределения стока 2,2.

Сток Днестра. Площадь водосбора 71 990 км², длина реки 1328 км [49]. Важную роль в формировании режима стока играет горная область северных склонов Карпат. Воды Днестра поступают в Днестровский лиман (площадь которого 408 км²). С Черным морем лиман сообщается через узкое Цареградское гирло (ширина 250 м, наибольшая глубина 16 м).

Для анализа стока использованы данные у г. Бендеры, расположенного в 218 км от устья вне зоны нагонных эффектов со стороны моря. Средний многолетний сток Днестра оказался равным 10,2 км³ в год. Его изменения: от 19,3 км³ в 1980 г. (189 % среднего) до 5,36 км³ в 1946 г. (53 % среднего многолетнего). В последние 20—25 лет отмечается устойчивое снижение водности Днестра, что является отражением увеличивающегося забора вод на нужды народного хозяйства Молдавии и Украины [136].

Весной проходит около 41 % объема годового стока Днестра, а в летне-осенний период около 44 %. После строительства Дубоссарской ГЭС (1955) изменений во внутригодовом ходе стока практически не ощущается.

Сток Днепра. Площадь водосбора 505 810 км², длина реки 2285 км [168]. Основной источник питания реки — воды, поступающие в результате снеготаяния.

Днепр — река высокой искусственной зарегулированности. Со строительством в 1955 г. Каховской ГЭС (объем водохранилища 18 км³) внутригодовой сток реки полностью зарегулирован и зависит от попусков ГЭС.

До 1955 г. характеристика стока Днепра дается по данным п. Лоцманская Каменка, а с 1956 г. — по створу Каховской ГЭС.

Воды Днепра поступают в Днепровский лиман, площадь которого около 800 км², объем 3 км³ [97]. С Черным морем лиман сообщается через Кинбурнский пролив, ширина которого 4 км, наибольшая глубина 22 м (при преобладающей — около 4 м).

За период до 1955 г. средний многолетний сток Днепра составил 51,2 км³ в год. Коэффициент неравномерности 3. За период с 1956 по 1985 г. средний многолетний сток Днепра оказался равным 43,6 км³ в год. Коэффициент неравномерности 3,6. Значительное уменьшение стока после 1956 г. является следствием влияния антропогенного фактора — изъятия стока на заполнение водохранилища и нужды орошения. В то же время в многолетнем ходе стока за последние 25 лет отмечен даже незначительный положительный тренд, связанный с многоводностью периода.

Во внутригодовом ходе за период как до, так и после зарегулирования наблюдается преобладание весеннего стока. Однако после 1956 г. коэффициент неравномерности внутригодового распределения стока снизился почти в 2 раза (с 6,5 до 3,3).

В целом за рассмотренный период средний объем стока Днепра 47,9 км³ в год. Его изменения:

от 83,2 км³ в 1933 г. (174 % среднего) до 23,0 км³ в 1960 г. (48 % среднего).

Сток Южного Буга. Площадь водосбора 68 000 км², длина реки 857 км. Питание смешанное: весной — за счет таяния снега, летом и осенью — за счет дождей, зимой — преимущественно грунтовое [97]. Анализ стока выполнен по данным п. Александровка (расстояние от устья 142 км). Средний многолетний сток за расчетный период 3,00 км³ в год. Его изменения: от 6,25 км³ в 1980 г. (208 % среднего) до 1,22 км³ в 1959 г. (41 % среднего). Коэффициент неравномерности, равный 4,6, указывает на существенные колебания водности реки.

В марте—апреле проходит около 45 % объема годового стока. Продолжительность весеннего половодья 2—3 мес.

Суммарный речной сток района за рассматриваемый период 269 км³ в год. Из них на долю Дуная приходится в среднем 75—80 %. Зарегулирование Днепра в 1955 г. на суммарном и внутригодовом ходе стока района практически не сказалось. Более того, за последние десятилетия в многолетнем ходе суммарного стока имеется положительный тренд, что указывает на многоводность пернода, обусловленную естественными климатическими факторами. Изменения суммарного стока района составили: от 408 км³ в 1941 г. (152 % среднего многолетнего) до 180 км³ в 1950 г. (67 % среднего). Коэффициент вариации ряда 0,21, ошибка расчета среднего ±2,8 %.

Во внутригодовом ходе 61 % годового объема стока проходит весной и летом. Наибольший речной сток в среднем отмечается в мае, наименьший — в октябре.

Сток рек Крыма. В гидрографическом отношении Крым подразделяется на две части: равнинную (степную) и горную.

Наибольшего развития речная сеть достигает на высотах 600—1100 м абс., где сосредоточена основная масса источников, дающих начало ручьям и рекам. Все рекн Крыма относятся к типу рек с паводочным режимом. Основная часть стока рек приходится на зимний и весенний периоды (70—80 %), сток летом всегда меньше 10 % [67].

Наиболее водными являются реки Черная, Бельбек, Альма, Кача и др. Общая площадь водосбора рек, стекающих с Крымских гор в Черное море, равна 2729 км² [132]. Суммарный объем стока учтенных рек 0,287 км³, а с учетом рек степной части — 0,343 км³, т. е. намного меньше 1 км³ в год. Поскольку это значение ниже точности расчетов стока рек черноморского бассейна, им при вычислении баланса моря можно пренебречь.

Сток рек Черноморского побережья Кавказа. Общая площадь водосбора рек Кавказа около 75 000 км². С Кавказского побережья в Черное море стекает большое количество рек и временных водотоков. Однако основной объем материкового стока (свыше 80 %) приходится на долю семи главных рек: Риони, Чорох, Ингури, Кодори, Бзыбь, Супса и Мзымта. Учет стока других малых рек за многолетний период возможен только косвенными методами.

Сток р. Риони. Площадь водосбора 13 300 км², длина 228 км. На всем протяжении река протекает через узкие ущелья, широкие и каньонообразные долины.

Главный источник питания в высокогорной части бассейна — воды от таяния ледников и снега, в нижней части — обильные дожди.

Объем стока Риони в Черное море (с. Сакочакидзе, расстояние от устья 43 км) за принятый

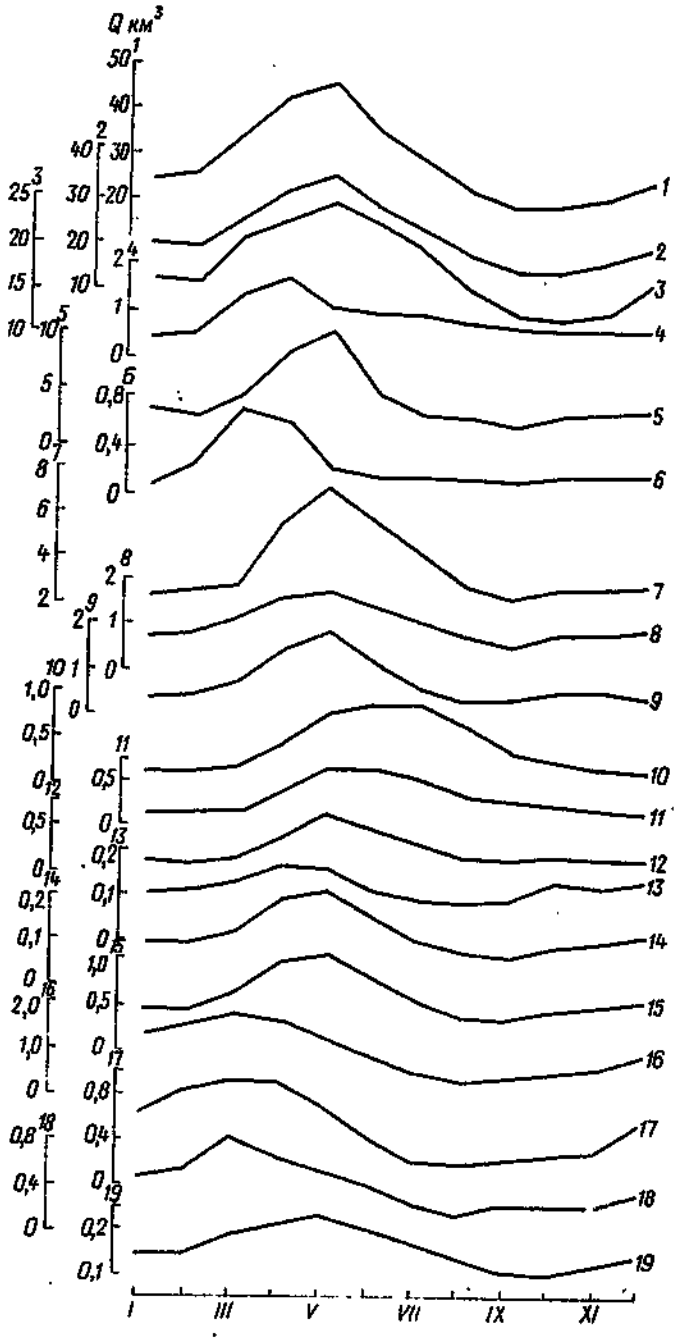


Рис. 1.1. Внутригодовые изменения стока рек бассейна Черного моря, км³.

1 — суммарный сток в море; *2* — суммарный сток в северо-западный район; *3* — Дунай; *4* — Днестр; *5* — Днепр; *6* — Южный Буг; *7*—суммарный сток с Кавказского побережья; *8* — Риони; *9* — Чороxи; *10* — Ингури; *11* — Кодори; *12* — Бзыбь; *13* — Супса; *14* — Мзымта; *15* — малые реки Кавказа; *16* — суммарный сток с побережья Турции; *17* — Сакарья; *18* — Кызыл-Ирмак; *19* — суммарный сток с болгаро-румынского побережья.

период 12,8 км³ в год. Его изменения: от 17,3 км³ в 1963 г. (135 % среднего) до 9,01 км³ в 1955 г. (70 % среднего). Коэффициент вариации ряда 0,15, определения среднего ±0,2 (или 2,3 %).

Весеннее половодье обычно начинается в марте и наибольшего развития достигает в мае, после чего наблюдается спад воды с минимумом в сен-

тябре. Осенью отмечается некоторый подъем уровней, наиболее хорошо выраженный в низовье. В декабре—феврале река маловодна, уровень воды в ней поддерживается в основном за счет грунтовых вод.

В многолетнем ходе стока не выявлены значимые тенденции. Коэффициент неравномерности внутригодового распределения стока равен 2,8.

Сток р. Чорох. Длина реки около 500 км (в пределах СССР — 20 км), площадь водосбора 22 000 км². Исток реки находится в Северной Тавре Турции. Впадает река в Черное море у г. Батуми. Источник питания в нижней части — дождевые осадки.

Средний многолетний объем стока р. Чорох в море (с. Эрге в 15 км от устья) оказался равным 8,69 км³ в год. Его изменения: от 13,0 км³ в 1940 г. (149 % среднего) до 5,04 км³ в 1955 г. (58 % среднего). Коэффициент вариации ряда 0,20, ошибка расчета среднего ±0,30 (или 3,4 %).

Во внутригодовом ходе в период апрель—июль проходит свыше 50 % объема годового стока. Наибольший сток отмечается в мае, наименьший — в августе. В многолетнем ходе тенденций к повышению или понижению стока не отмечается. Коэффициент неравномерности внутригодового распределения равен 5,4.

Сток р. Ингури. Площадь бассейна 4060 км², длина реки 221 км. По характеру питания Ингури принадлежит к рекам смешанного питания, а по характеру водного режима — к рекам тянь-шаньского типа. Около 8 % площади бассейна занимают ледники.

Средний многолетний объем стока Ингури (с. Дарчели, расстояние от устья 16 км) 4,63 км³ в год. Его изменения: от 7,75 км³ в 1941 г. (167 % среднего) до 0,36 км³ в 1985 г. (8 % среднего многолетнего). Коэффициент вариации ряда 0,34. Ошибка определения среднего ±0,20 (или 3,3 %).

По сезонам сток распределяется неравномерно. На летний период приходится около 47 % годового объема стока. Наибольший сток отмечается в июне—июле, наименьший — в феврале. Коэффициент неравномерности внутригодового распределения стока равен 6,9.

Сток р. Кодори. Длина реки 84 км, площадь бассейна 2030 км². Кодори — река смешанного питания с преобладанием дождевого (32 %). На долю подземных вод приходится 29 %, снеговых — 21 %, ледниковых — 18 % общего годового стока реки.

Средний многолетний объем стока Кодори (с. Ганахлеба в 25 км от устья) составляет около 4,08 км³ в год, изменяясь от 5,67 км³ в 1941 г. (139 % среднего) до 2,73 км³ в 1935 г. (68 % среднего). Коэффициент вариации многолетнего ряда наблюдений 0,16, ошибка расчета среднего ±0,1 (или 2,7 %).

Во внутригодовом ходе наибольшее количество воды проходит весной и летом — 79 %. В среднем многолетнем наибольший сток наблюдается в мае, наименьший — в январе—феврале. Коэффициент неравномерности внутригодового распределения стока равен 5.

Сток р. Бзыби. Площадь бассейна 1410 км². Питание реки смешанное. В бассейне имеется 10 ледников. Объем годового стока (с. Джирхва в 22 км от устья) 3,07 км³ в год. Его многолетние изменения: от 4,94 км³ в 1945 г. (161 % среднего) до 1,94 км³ в 1969 г. (63 % среднего). Коэффициент вариации многолетнего ряда 0,18, ошибка расчета среднего ±0,1 (или 2,8 %).

Во внутригодовом ходе преобладает весенний (38 %) и летний (33 %) сток. Наибольший сток отмечается в мае, наименьший — в феврале. Коэффициент внутригодового распределения стока равен 6,4.

Сток р. Супсы. Площадь бассейна 1100 км². Река преимущественно паводочного режима.

Средний многолетний объем стока Супсы (с. Хидмагала, расстояние от устья 6 км) около 1,45 км³ в год. Его многолетние изменения: от 2,38 км³ в 1985 г. (164 % среднего) до 0,93 км³ в 1947 г. (64 % среднего). Коэффициент вариации многолетнего ряда наблюдений 0,16.

Во внутригодовом ходе сток распределяется относительно равномерно между теплой и холодной половинами года (зимой и осенью проходит около 50 % годового). Весной отмечается некоторое преобладание стока (32 %), летом — уменьшение (18 %). Коэффициент неравномерности внутригодового распределения стока равен 2,1.

Сток р. Мзымты. Площадь бассейна 798 км². В среднем многолетнем объем стока Мзымты в Черное море (у п. Кепш, расстояние от устья 25 км) составил 1,33 км³ в год, изменяясь от 2,14 км³ в 1941 г. (161 % среднего) до 0,82 км³ в 1984 г. (62 % среднего). Коэффициент вариации ряда наблюдений 0,19.

Во внутригодовом ходе преобладает весенний сток (около 40 % годового). Осенью средний объем стока составляет всего 17 %. В среднем многолетнем наибольший сток отмечается в мае, наименьший — в сентябре. Коэффициент неравномерности внутригодового распределения стока равен 3,5.

Сток малых рек Кавказа. Суммарный годовой сток малых рек рассчитывался по выведенным уравнениям регрессии (коэффициенты корреляции 0,92 и 0,96) для северо-западного и юго-восточного районов Кавказского побережья Черного моря:

$$Q_К^{сз} = 0{,}03\mu_М + 1{,}74; \qquad (1.3)$$

$$Q_К^{юв} = 0{,}07\mu_Р + 1{,}76, \qquad (1.4)$$

где $Q_К^{сз}$ — суммарный сток рек Гастогай, Дюрсо, Туапсе, Шахе, Сочи, Хоста, км³; $Q_К^{юв}$ — суммарный сток рек Гумиста, Хоби, Натанеби, Чаквисцкали, км³; $\mu_М$ и $\mu_Р$ — модули стока рек Мзымты и Риони, л/(с·км²).

Распределение годового стока малых рек по месяцам года выполнено в процентном отношении, соответствующем распределению внутригодового стока реки-аналога за конкретный год. Сравнение внутригодовых распределений стока по средним многолетним данным показало, что расхождения не превышают ±5 %.

В среднем за рассмотренный период объем стока малых рек Кавказа в Черное море 7,17 км³ в год. Его изменения за многолетний период: от 8,87 км³ в 1941 г. (124 % среднего) до 5,94 км³ в 1935 г. (83 % среднего). Коэффициент неравномерности ряда равен 1,5, что указывает на незначительные колебания водности суммарного стока малых рек.

Суммарный сток кавказских рек в Черное море за принятый период 43,2 км³ в год. Из них на долю Риони и Чорох приходится в среднем 49 %. Изменения суммарного стока района: от 58,9 км³ в 1941 г. (136 % среднего многолетнего) до 34,0 км³ в 1955 г. (79 % среднего многолетнего). Коэффициент вариации ряда 0,12, ошибка расчета среднего менее 2 %. Тренд в многолетнем ходе не выявлен.

Внутригодовое распределение суммарного стока кавказских рек в Черное море характеризуется резким увеличением стока весной и летом (66 % годового объема) и уменьшением осенью—зимой (16—18 % годового стока). Наибольший сток в среднем отмечается в мае, наименьший — в январе и сентябре. Коэффициент внутригодовой неравномерности равен 3,4.

Сток рек Турции. С турецкого побережья в Черное море впадает большое количество рек и временных водотоков. Площадь водосборов рек турецкого побережья 259 550 км² [187].

К наиболее крупным рекам черноморского побережья Турции относятся Ешиль-Ирмак, Кызыл-Ирмак, Сакарья и др.

Ешиль-Ирмак (длина 416 км). Истоки ее находятся вблизи истоков р. Чорох. Главные притоки реки: Чекерек-чай, Чарум-су. Объем стока в Черное море 4,93 км³ в год [187].

Кызыл-Ирмак (длина 1151 км). Это самая длинная река Турции. Она берет начало в горной области Кызыл-даг и впадает в Черное море северо-западнее Самсуна, образуя широкую дельту. Притоками ее являются Делидже-Ирмак (длина 308 км), Гек-Ирмак, Девере-чай. Объем стока в Черное море 5,02 км³ в год [70].

Во внутригодовом ходе отмечается преобладание весеннего стока (около 40 % годового), летом и осенью — 32 %, зимой — 28 %.

Сакарья (длина 790 км). Берет начало в горах Эмирдаг. Река извилистая и многоводная. Главные притоки: Парсук-чай (длина 280 км), Анкара-чай (140 км), Чубук-чай, Гек-су. Объем годового стока в Черное море 6,38 км³. Наибольшие расходы характерны для зимне-весеннего периода (72 % годового объема стока).

В настоящее время достоверных полных сведений о суммарном стоке рек Турции мало. В 1953 г. Каратекин [175] опубликовал данные о стоке пяти наибольших рек Турции, впадающих в Черное море. Средний годовой объем их стока по его данным около 12 км³. В 1960 г. Д. Я. Беренбейм [25] оценил суммарный сток турецких рек в Черное море в 30 км³ в год (9 % принятого им стока бассейна). В 1963 г. Е. В. Солянкин [144], введя поправку на недоучет Каратекиным стока малых рек Турции, принял суммарный сток с турецкого побережья в Черное море равным 26 км³ в год. В 1970 г. Тиксерон [187], используя те же материалы Каратекина и принимая условные модули стока для неучтенного речного бассейна Турции, получил суммарный сток, равный 36 км³ в год.

В последние годы появилась обстоятельная статья В. И. Решетникова [133], в которой анализируются данные различных литературных источников и путем всевозможных приведений определяется суммарный сток с турецкого побережья в Черное море в 44 км³ в год. Приводятся сведения за период 1938—1972 гг. и среднее многолетнее внутригодовое распределение стока. При этом в суммарный сток турецких рек включены данные по р. Чорох, отнесенные нами к стоку кавказских рек (около 9 км³ в год), а также рек Велек и Резовска, впадающих в Черное море с территории Болгарии (около 1 км³ в год). Однако даже без учета стока этих рек данные работы [133], по-видимому, завышают суммарный сток рек Турции в Черное море в основном за счет искусственного учета стока малых рек по всему их бассейну. Оценки суммарного стока крупных рек Турции, на которых проводятся систематические измерения, практически совпадают у различных авторов и составляют 12—16 км³ в год в различные периоды.

По нашему мнению наиболее обоснованной является оценка среднего многолетнего годового стока турецких рек в Черное море в 26 км³. Она и принята в данной работе в качестве нормы.

Оценка внутригодового стока рек с турецкого побережья в Черное море за изучаемый период производилась косвенным путем на основе имеющихся в нашем распоряжении данных о среднем месячном многолетнем стоке рек Кызыл-Ирмак и Сакарья (рис. 1.1).

Расчет стока по месяцам за каждый год многолетнего периода выполнен с помощью модульных коэффициентов, характеризующихся отношением среднего месячного суммарного стока черноморских рек территории СССР за конкретный год к среднему многолетнему значению (K). Принималась гипотеза о пропорциональности хода суммарного стока рек Турции и Черноморского побережья СССР и средний месячный сток турецких рек вычислялся по формуле

$$Q_{Ti} = K\bar{Q}_T, \qquad (1.5)$$

где $\bar{Q}_T$ — средний многолетний сток рек Турции, км³.

На долю Кызыл-Ирмака и Сакарьи приходится в среднем 42 % общего объема стока рек Турции в Черное море. Изменения суммарного стока района за многолетний период составили: от 39,3 км³ в 1941 г. (151 % среднего) до 17,8 км³ в 1943 г. (68 % среднего). По данным работы [133] экстремальные характеристики речного стока Турции определяются практически многолетним ходом р. Кызыл-Ирмак и приходятся соответственно на 1963 г. — наибольший и на 1955 г. — наименьший.

Во внутригодовом ходе 71 % годового объема стока проходит зимой и весной. Наибольший речной сток отмечается в марте—апреле, наименьший — в августе.

Сток рек болгаро-румынского побережья. Территории Болгарии и Румынии (исключая р. Дунай) относительно маловодны.

С территории Северной Болгарии в Черное море впадают реки: Дуда, Камчия, Проводийска и др. С общей водосборной площади этого бассейна (8162,8 км²) сток составляет 0,88 км³ в год [48].

Главные источники поверхностных вод в Южной Болгарии — реки Резовска, Велека, Факийска, Средецка, Русокастро, Айтоска, Хаджийска, Ахелой, Ропотамо и др. Средний сток воды по району 0,95 км³/год. Водосборная площадь 6292,1 км². Из них 835 км² приходится на водосбор рек Резовска и Велека.

Таблица 1.2

Суммарный сток рек черноморского бассейна, км³

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
1923	26,7	25,2	44,8	51,7	45,4	32,7	27,3	17,4	13,0	14,0	16,1	27,8	342,1
1924	24,0	25,2	31,4	52,0	62,0	44,8	33,8	23,2	22,8	20,2	14,6	15,4	369,4
1925	11,0	11,8	25,3	25,9	32,8	27,8	24,6	20,5	21,0	20,2	21,4	28,7	271,0
1926	34,3	34,3	34,0	39,4	49,8	35,1	35,8	40,6	31,8	19,0	25,2	26,5	405,8
1927	22,5	21,9	27,7	42,8	44,3	34,3	24,1	18,0	20,3	21,7	18,2	22,7	318,5
1928	24,9	27,8	23,8	37,2	51,2	39,4	25,2	13,9	12,6	17,4	17,2	21,9	312,5
1929	20,2	13,2	22,1	46,5	61,8	42,8	29,0	17,8	15,8	13,0	17,2	19,2	318,6
1930	15,1	18,4	20,0	31,4	34,1	29,1	17,8	14,6	15,4	17,0	24,6	27,4	264,9
1931	23,7	23,0	34,1	43,0	73,8	39,9	23,4	17,5	18,2	23,6	26,8	24,7	371,7
1932	24,9	25,0	29,9	64,0	73,4	44,9	29,0	22,7	13,8	13,0	18,6	19,2	378,4
1933	13,6	16,4	27,7	37,3	45,2	42,9	44,2	29,5	22,4	27,0	32,9	29,9	369,0
1934	29,3	26,7	40,8	47,4	31,4	21,8	23,6	21,4	20,2	17,4	18,6	20,7	319,3
1935	18,1	18,4	38,2	44,3	49,3	34,8	24,7	16,5	12,2	12,2	15,5	18,8	303,0
1936	23,8	28,4	36,8	40,8	36,1	31,0	28,0	20,6	16,7	23,5	25,6	20,6	331,9
1937	15,4	23,0	44,5	58,5	55,1	40,2	28,4	25,1	25,5	28,2	25,5	31,9	401,9
1938	39,1	36,1	34,4	47,0	44,9	38,9	24,6	17,4	21,3	15,1	14,6	15,3	348,7
1939	18,8	20,9	25,7	36,4	36,0	34,1	30,1	18,2	15,1	21,1	27,1	29,8	313,3
1940	31,0	27,4	41,7	65,3	66,8	49,2	45,6	30,6	23,2	27,9	27,6	33,6	469,9
1941	34,9	42,0	50,8	57,3	68,4	55,0	40,9	30,0	29,6	29,2	36,9	33,9	508,9
1942	30,2	26,0	40,0	66,0	81,8	51,5	34,0	21,0	14,8	12,9	16,2	14,9	409,3
1943	13,6	19,5	20,8	25,8	29,1	27,7	25,5	18,1	12,1	12,0	11,8	20,8	236,8
1944	16,4	22,6	36,5	39,4	53,8	41,5	32,9	25,0	15,8	21,5	27,4	32,9	365,7
1945	32,9	21,5	37,0	45,7	46,0	33,4	22,7	15,5	14,1	18,0	16,5	17,9	321,2
1946	20,7	23,2	33,3	37,2	37,6	23,8	19,0	14,0	10,0	10,6	14,1	23,1	266,6
1947	20,7	22,5	42,0	53,8	39,6	20,5	17,5	13,4	12,4	11,5	13,6	22,0	289,5
1948	31,6	37,2	37,2	37,8	38,8	35,4	38,5	30,8	18,2	14,7	14,7	13,0	347,9
1949	15,2	15,8	16,9	30,7	32,8	26,2	24,7	20,3	18,3	12,2	12,0	20,7	245,8
1950	20,4	19,6	37,0	31,2	29,7	17,8	13,9	11,7	9,6	13,6	17,4	24,8	246,7
1951	23,8	21,1	33,5	44,8	47,9	38,2	27,3	20,2	13,6	15,6	14,2	17,0	317,2
1952	16,6	19,2	24,8	39,7	43,3	28,0	19,6	11,9	10,8	14,8	24,2	33,9	286,8
1953	38,3	31,6	34,4	43,7	46,4	36,1	28,6	20,8	15,8	13,2	12,5	10,2	331,6
1954	10,1	11,3	25,3	36,1	42,3	39,3	32,2	23,9	14,4	16,7	16,6	19,6	287,8
1955	27,1	28,3	38,6	48,5	54,2	36,9	32,2	36,4	27,5	24,8	28,7	27,4	410,6
1956	29,4	32,0	36,3	48,8	57,6	45,2	36,8	22,6	18,3	16,6	21,4	22,1	387,1
1957	18,8	21,7	34,6	34,2	39,2	37,7	26,3	22,6	18,4	19,0	14,8	21,5	308,8
1958	21,3	22,8	40,9	48,3	64,2	41,8	27,7	19,0	16,8	17,4	21,8	21,1	363,1
1959	30,2	22,5	28,4	29,7	31,4	28,7	27,2	24,3	20,4	14,9	17,6	22,6	297,9
1960	24,3	30,3	35,8	33,3	29,6	28,3	22,6	23,0	17,0	18,6	23,1	31,7	317,6
1961	32,4	24,1	28,9	25,2	31,9	33,3	23,4	17,1	12,6	11,3	16,0	19,7	275,9
1962	22,4	22,5	33,8	45,9	49,9	38,8	29,9	23,1	15,8	14,3	14,3	24,3	335,0
1963	32,4	27,9	43,3	45,7	45,1	32,6	23,9	15,1	16,8	17,1	15,4	20,3	335,6
1964	16,0	15,2	22,6	35,5	34,2	25,4	21,2	15,7	14,8	18,3	28,2	31,6	278,7
1965	30,8	28,2	35,7	40,6	46,1	46,4	43,5	29,7	20,9	19,6	15,9	27,5	384,9
1966	31,6	32,2	48,0	48,3	45,0	34,7	30,4	29,9	29,7	16,9	20,7	31,9	399,3
1967	34,1	32,7	44,4	46,2	52,6	42,7	32,9	20,0	15,4	16,3	14,8	19,6	371,7
1968	28,1	31,1	38,9	34,7	31,0	22,6	17,8	19,2	21,6	26,4	19,4	23,4	314,2
1969	23,0	28,7	44,4	47,3	39,1	36,0	36,9	20,6	20,3	15,1	14,5	26,8	352,7
1970	31,2	40,7	53,4	64,7	73,0	56,8	42,2	29,1	26,0	23,4	22,4	28,7	491,6
1971	28,3	31,2	33,8	40,1	39,0	26,8	24,7	15,5	13,7	14,1	15,6	23,8	306,6
1972	22,6	21,6	21,0	21,9	30,5	25,1	21,4	24,6	23,3	33,7	23,9	31,6	301,2
1973	18,3	22,3	29,2	36,3	39,6	30,5	25,8	17,4	13,1	16,9	17,7	20,4	287,5
1974	24,5	24,2	22,0	21,0	28,4	31,4	37,1	23,8	17,5	25,2	41,0	39,2	335,3
1975	40,4	27,4	27,5	37,6	44,7	42,3	42,7	28,5	22,5	19,3	16,9	19,9	369,7
1976	20,6	22,2	26,8	38,0	39,2	34,5	18,0	18,8	19,0	22,2	21,5	31,6	312,4
1977	26,8	39,3	49,2	42,0	43,3	27,5	22,0	22,1	21,8	21,2	18,3	26,2	359,7
1978	22,6	26,7	41,8	43,5	48,4	43,8	35,0	23,9	19,6	23,5	19,0	23,8	371,6
1979	31,7	41,7	45,1	53,8	49,7	30,2	30,6	23,1	17,5	17,0	23,0	31,8	395,2
1980	27,6	34,6	30,1	46,0	50,6	48,9	36,2	34,1	24,1	27,3	37,1	40,6	437,2
1981	38,9	33,5	49,0	56,1	48,4	32,8	25,0	22,2	18,0	21,6	32,6	38,6	416,7
1982	46,8	30,6	34,2	42,9	43,4	30,8	29,3	23,8	17,6	19,7	19,3	20,8	359,2
1983	29,1	28,4	30,0	37,8	33,8	24,0	22,4	17,2	13,5	14,1	15,2	15,1	280,6
1984	18,3	24,3	29,0	36,4	36,5	33,4	23,5	17,7	14,5	23,7	17,3	20,0	294,6
1985	19,0	25,1	35,9	40,2	39,1	34,8	29,1	19,5	19,0	16,0	18,8	24,7	321,2
1923—1940, 1945—1985 гг.													
Средний	25,3	25,8	34,3	42,1	44,7	34,7	28,2	21,5	18,1	18,6	20,2	24,5	338,0
% года	7,5	7,6	10,1	12,5	13,2	10,3	8,3	6,4	5,4	5,5	6,0	7,2	100,0
Наибольший	46,8	41,7	53,4	65,3	73,8	56,8	45,6	40,6	31,8	33,7	41,0	40,6	491,6
Год	1982	1979	1970	1940	1931	1970	1940	1926	1926	1972	1974	1980	1970
Наименьший	10,1	11,3	16,9	21,0	28,4	17,8	13,8	11,7	9,6	10,6	12,0	10,2	245,8
Год	1954	1954	1949	1974	1974	1950	1950	1950	1950	1946	1949	1953	1949
1923—1985 гг.													
Средний	25,2	25,9	34,4	42,4	45,6	35,3	28,5	21,7	18,1	18,6	20,3	24,6	340,6
% года	7,4	7,6	10,1	12,5	13,4	10,3	8,3	6,4	5,3	5,5	6,0	7,2	100,0
Наибольший	46,8	42,0	53,4	66,0	81,8	56,8	45,6	40,6	31,8	33,7	41,0	40,6	508,9
Год	1982	1941	1970	1942	1942	1970	1940	1926	1926	1972	1974	1980	1941
Наименьший	10,07	11,3	16,9	21,0	28,4	17,8	13,9	11,7	9,6	10,6	11,8	10,2	236,8
Год	1954	1954	1949	1974	1974	1950	1950	1950	1950	1946	1943	1953	1943

Таблица 1.3

Суммарный сток рек районов Черного моря (1923—1985)

Район	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
Северо-западный	20,37 80,71	19,95 77,09	26,89 78,06	32,92 77,55	35,58 78,13	27,53 78,01	23,07 81,00	17,88 82,51	14,66 81,17	14,52 77,94	16,22 79,74	19,57 79,71	269,16 79,03
Кавказское побережье	2,16 8,56	2,28 8,81	3,35 9,72	5,61 13,22	6,98 15,33	5,56 15,76	4,10 14,40	2,84 13,11	2,22 12,29	2,70 14,49	2,65 13,03	2,72 11,08	43,17 12,68
Турецкое побережье	2,56 10,14	3,50 13,52	4,02 11,67	3,71 8,74	2,75 6,04	1,99 5,64	1,13 3,97	0,81 3,74	1,07 5,93	1,30 6,98	1,35 6,64	2,12 8,64	26,31 7,72
Болгаро-румынское побережье	0,15 0,59	0,15 0,58	0,19 0,55	0,21 0,49	0,23 0,50	0,21 0,59	0,18 0,63	0,14 0,64	0,11 0,61	0,11 0,59	0,12 0,59	0,14 0,57	1,94 0,57
Море в целом	25,24 100	25,88 100	34,45 100	42,45 100	45,54 100	35,29 100	28,48 100	21,67 100	18,06 100	18,63 100	20,34 100	24,55 100	340,58 100

Примечание. Верхняя строка — средний суммарный сток, км³; нижняя — % суммарного стока в море.

Суммарный сток болгарских рек в Черное море 1,83 км³ в год. Эта цифра близка к данным, опубликованным в работе [108].

Сток рек Румынии, относящихся к бассейну Черного моря, 0,12 км³ в год (без Дуная). Водосборная площадь 4589 км².

Из-за отсутствия сведений о погодичных данных за все годы рассматриваемого нами периода составить представление о внутригодовом стоке рек болгаро-румынского побережья в Черное море можно, если условно принять, что распределение годового стока рек этого района пропорционально внутригодовому распределению стока р. Дунай за каждый расчетный год.

Зная модульные коэффициенты годового стока р. Дуная за многолетний период $K_{д_i}$ и суммарный сток рек района ($\bar{Q}_{БР}$ = 1,95 км³ в год), можно определить годовой сток рек Болгарии и Румынии за каждый расчетный год $Q_{БР_i}$, используя уравнение

$$Q_{БР_i} = K_{д_i}\bar{Q}_{БР}. \qquad (1.6)$$

Далее, используя данные внутригодового распределения стока р. Дуная (%), определяли средний месячный суммарный сток рек болгаро-румынского побережья в Черное море за каждый расчетный год. Для этого района характерно увеличение стока в марте—июне (33 % годового) и уменьшение к осени. Изменения суммарного стока за многолетний период составили от 2,92 км³ в 1941 г. (150 % среднего) до 1,26 км³ в 1949 г. (65 % среднего).

Суммарный сток рек черноморского бассейна. Площадь водосбора рек черноморского бассейна около 1 874 904 км² (из них 215 625 км² — площадь с незначительным стоком).

Суммарный речной сток за принятый к расчету баланса период 1923—1940, 1945—1985 гг. оказался равным в среднем 338 км³ в год (табл. 1.2). Из них на долю стока рек северо-западного района приходится в среднем 79 % (табл. 1.3).

Изменения суммарного стока за многолетний период составили: от 492 км³ в 1970 г. (145 % среднего) до 246 км³ в 1949 г. (73 % среднего). Коэффициент вариации многолетнего ряда 0,18, ошибка расчета среднего ±2,3 %.

Во внутригодовом ходе 61 % годового объема стока проходит в весенне-летний период. Осенью — всего 16 %. Наибольший суммарный речной сток в среднем отмечается в мае, наименьший — в сентябре. В то же время, как было видно из проведенного выше анализа, внутригодовое распределение стока по районам моря несколько различно и объясняется разнообразием и особенностями физико-географических условий водосборных областей и режима питания рек. Коэффициент внутригодовой неравномерности стока рек черноморского бассейна равен 3,8.

Анализ полученных данных о месячных и годовых значениях суммарного речного стока в Черное море за многолетний период указывает на отсутствие значимого влияния антропогенного фактора. Более того, несмотря на изъятия части стока на нужды народного хозяйства, с 1945 по 1985 г. отмечается значимый положительный тренд в ходе стока с угловым коэффициентом около 2,4 км³/год. Размах колебаний стока за рассмотренный период 82 км³.

В то же время сток отдельных рек (Днепра, Днестра), как было показано, испытывает существенное влияние хозяйственной деятельности человека. Оно выражается в некотором уменьшении водности и сказалось в основном на изменении характера внутригодового распределения стока.

Анализ годового суммарного стока с помощью метода группового учета аргументов (МГУА) [101, 153] позволил выявить периодичность в колебаниях стока в 16,1; 13,2; 4,3; 3,5; 2,4 года. Принимая в качестве критерия водности года отклонение от среднего многолетнего стока в размере ±20 % размаха колебаний, можно выделить в рассматриваемом ряду многоводные (1926, 1937, 1940—1942, 1955, 1966, 1970, 1979, 1980, 1981) и маловодные годы (1925, 1930, 1943, 1946, 1949, 1950, 1952, 1961, 1964, 1983). В преобладающем количестве лет водность года в целом для моря определялась объемом стока Дуная.

1.1.2. Атмосферные осадки

Расчет количества атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Черного моря, проводился многими исследователями [9, 14, 25, 40, 51, 107, 144, 148, 152, 153]. Так как измерения осадков над морем, как правило, не производятся, то используются различные косвенные приемы и методы оценок. В одних случаях это среднее арифметиче-

Таблица 1.4

Средние многолетние суммы осадков по данным морских гидрометеорологических станций, мм

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
Одесса	50	46	32	32	40	46	38	39	36	35	48	58	500
Хорлы	44	42	30	30	35	39	33	32	35	35	43	54	452
Евпатория	49	47	34	26	30	35	32	34	31	44	42	55	459
Севастополь	44	38	32	26	25	30	25	26	32	37	48	58	421
Ялта	90	75	51	38	36	42	35	31	35	49	81	102	665
Феодосия	44	48	36	31	36	42	39	38	35	35	42	44	470
Анапа	64	58	45	36	35	43	33	40	40	49	61	71	575
Новороссийск	95	88	72	54	45	52	63	54	50	73	86	117	849
Сухуми	142	135	133	116	105	110	116	111	144	132	124	146	1514
Поти	163	154	119	85	58	130	186	217	262	191	169	177	1911
Батуми	272	245	188	114	82	162	177	262	321	331	284	306	2744

ское или средневзвешенное осреднение сумм осадков выборочной сети береговых гидрометеорологических станций. В других — количество осадков определяется как остаточный член уравнения водного баланса или путем планиметрирования изогиет на картах, построенных с помощью методик, разработанных в НИИАКе [144], или другим способом. Наиболее достоверные оценки средних многолетних сумм атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Черного моря, сделаны в работе [152]. Эти материалы были нами уточнены по данным наблюдений за последние 10—15 лет и приняты за основу при расчете месячных и годовых сумм осадков, выпавших на поверхность Черного моря за многолетний период 1923—1940, 1945—1985 гг.

В связи с использованием разнородных рядов наблюдений (по дождемерам и осадкомерам) все данные об осадках на станциях были исправлены средними многолетними поправками на приведение дождемерных наблюдений к осадкомерным и на недоучет осадкомером ветрового выдувания и испарения [115, 116]. Использованы материалы наблюдений 27 советских морских гидрометеорологических станций и 10 зарубежных из [148]. Количественные характеристики осадков по 11 станциям территории СССР, расположенным в различных районах побережья Черного моря и имеющим полные ряды наблюдений за весь изучаемый период, приведены в табл. 1.4. Для учета в данных зарубежных станций [148] и по открытому морю [152] поправочных коэффициентов были вычислены отношения уточненных средних многолетних месячных сумм осадков (табл. 1.4) к суммам осадков, приведенным в табл. 1а в Справочниках по климату СССР [149—151]. Осредненные значения этих отношений за каждый месяц использованы как поправочный коэффициент для данных зарубежных станций и открытого моря. Таким образом, было выполнено требование однородности всех используемых материалов.

Построенные средние месячные и годовые карты (рис. 1.2) уточненных сумм осадков были спланиметрированы и определено среднее многолетнее количество атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Черного моря, оказавшееся равным 555 мм в год (табл. 1.5). Оно близко к значениям, полученным рядом автором при расчетах по данным выборочной сети береговых гидрометеорологических станций, но без учета поправочных коэффициентов [40, 107].

Графическим анализом изменчивости атмосферных осадков были отобраны 5 опорных станций: Одесса, Севастополь, Феодосия, Новороссийск и Поти, осредненные значения сумм осадков которых лучшим образом отражают внутригодовой ход осадков над морем.

Принимая гипотезу о пропорциональности хода осредненных модульных коэффициентов (отношение суммы осадков данного года к среднему многолетнему) на опорных станциях и в открытом море, были проведены вычисления среднего месячного количества осадков, выпадающих на поверхность Черного моря, по годам за многолетний период:

$$a_i = (P_i/P)_м = [(P_i/P)_{од} + (P_i/P)_с + (P_i/P)_ф + (P_i/P)_н + (P/P)_п]/5; \quad (1.7)$$

$$P_i = a_i \overline{P}_м, \quad (1.8)$$

где a_i — модульный коэффициент, $\overline{P}$ — среднее месячное многолетнее количество осадков по каждой станции, мм; P_i — среднее месячное количество осадков за конкретный год по каждой станции, мм; $\overline{P}_м$ — среднее месячное многолетнее значение осадков над морем, полученное путем планиметрирования, мм.

Годовые суммы атмосферных осадков по морю получены путем суммирования средних месячных значений. С учетом принятой в данной работе площади Черного моря (423 000 км^2) подсчитан общий объем атмосферных осадков $Q_о$, выпадающих на поверхность Черного моря, по месяцам и годам за весь многолетний период (табл. 1.6). Некоторые незначительные расхождения между данными планиметрирования (табл. 1.5), выраженными в объемных единицах, и значениями, полученными по принятой методике (табл. 1.6), лежат в пределах точности и обусловлены продлением расчетных рядов и округлением данных при арифметических операциях.

Анализ полученных результатов показал, что выпадение осадков над Черным морем в основном обусловлено циклонической деятельностью. Преобладающее число циклонов над морем проходит с запада на восток над южными районами моря. Поэтому в течение всего года восточные и юго-восточные районы отличаются наибольшим количеством осадков. Увеличению количества осадков в этих районах способствует также наличие на

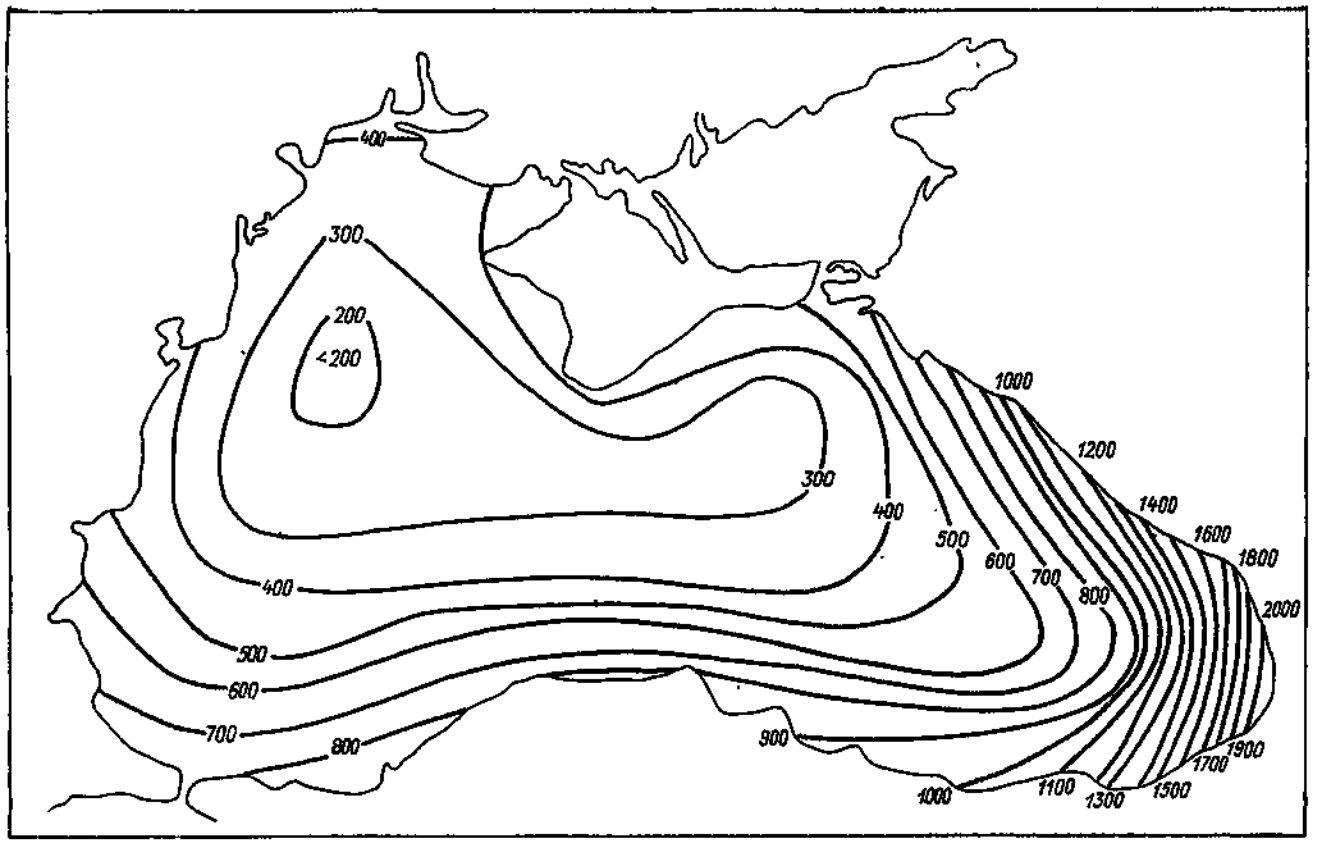


Рис. 1.2. Количество атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Черного моря, мм.

побережье горных хребтов на пути основных влагонесущих потоков. По этой же причине несколько больше, чем в соседних районах, выпадает осадков и на Южном берегу Крыма. Меньше всего осадков бывает в центральных районах моря, особенно в его западной половине. Во внутригодовом ходе около 40 % осадков в море выпадает зимой. Меньше всего — весной и в начале лета (около 15 %). В то же время на побережье и в сравнительно узкой прибрежной полосе, особенно на северо-западе моря, наблюдается некоторое преобладание летних осадков, обусловленных термической конвекцией.

В среднем многолетнем на поверхность Черного моря за рассмотренный период выпадает 238 км³ осадков в год. За многолетний период их изменения составили: от 322 км³ в 1981 г. (136 % среднего) до 170 км³ в 1948 г. (72 % среднего). Коэффициент вариации ряда 0,16, ошибка определения среднего ±2,07 %. В многолетнем ходе осадков отмечается положительный тренд с угловым коэффициентом 0,86 км³ в год.

Используя МГУА [153] для анализа многолетнего расчетного ряда осадков, выявлена периодичность в их колебаниях в 22,0; 5,8; 3,2; 2,6 года.

Принимая в качестве критерия среднего по норме осадков года отклонение от этой величины ±20 % размаха колебаний, выделены дождливые (1931, 1933, 1937, 1939, 1955, 1960, 1966—1968, 1970, 1973, 1976, 1977, 1980, 1981, 1985) и засушливые (1924, 1927—1930, 1934, 1935, 1946, 1948, 1949, 1951, 1953, 1957) годы. Хотя в целом суммарный объем осадков почти в 1,5 раза меньше суммарного объема речного стока в бассейн моря и изменения осадков в целом меньше, чем у речного стока, однако удельный вес этой составляющей в общем водном балансе моря в отдельные годы и сезоны может изменяться в больших пределах. Так, даже по средним многолетним данным осенью и зимой объем осадков, выпадающих на поверхность Черного моря, превышает объем материкового стока в море.

Таблица 1.5

Месячное и годовое количество атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Черного моря, по данным планиметрирования карт изогиет

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
Слой, мм	66	67	49	31	24	24	26	30	42	58	64	74	555
Объем, км³	28	28	21	13	10	10	11	13	18	25	27	31	235
% годового количества осадков	12	12	9	6	4	4	5	5	8	10	12	13	100

Таблица 1.6

Месячное и годовое количество осадков на поверхность Черного моря, км³

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
1923	27,1	40,6	13,5	10,2	8,0	10,2	6,3	10,6	5,9	25,4	10,6	55,0	223,4
1924	14,4	40,2	15,2	16,5	5,1	3,0	7,6	14,0	6,8	21,2	31,3	8,9	184,2
1925	15,2	12,7	25,0	8,9	12,7	12,7	14,8	17,3	8,9	26,2	33,4	63,4	251,2
1926	18,2	11,0	22,0	15,2	5,9	16,1	19,0	10,2	32,2	22,8	2,5	32,2	207,3
1927	15,6	25,0	9,3	16,1	8,5	2,1	14,0	16,1	5,1	22,0	25,8	36,0	195,6
1928	11,8	33,0	7,2	12,7	9,7	7,6	2,5	9,7	14,4	12,7	35,5	41,0	197,8
1929	26,2	16,5	22,0	19,9	2,5	9,3	5,1	0,1	33,4	20,3	8,9	19,9	184,1
1930	14,4	17,8	12,3	12,7	10,2	12,7	11,0	15,2	14,8	27,5	25,0	31,3	204,9
1931	32,2	6,8	36,4	15,2	8,9	18,2	17,8	22,4	39,8	29,2	31,7	20,7	279,3
1932	13,5	36,8	13,5	34,3	21,2	8,9	14,4	10,6	8,0	16,1	32,6	13,5	223,4
1933	21,2	46,1	25,0	28,3	16,1	13,5	17,8	10,2	27,1	30,0	30,0	33,8	299,1
1934	16,1	26,6	4,6	5,1	6,8	8,9	10,6	27,1	21,6	21,6	34,7	11,8	195,5
1935	17,3	38,5	12,7	16,5	3,8	4,6	8,5	3,0	19,5	25,0	28,8	24,5	202,7
1936	24,5	24,5	7,6	17,3	4,6	13,1	5,1	7,2	14,0	45,3	22,4	28,3	213,9
1937	47,4	40,6	16,1	9,7	3,8	9,3	3,4	17,8	12,3	37,6	38,9	33,0	269,9
1938	35,5	19,5	22,8	19,5	7,6	8,5	2,5	10,6	22,8	25,8	22,8	18,6	216,5
1939	25,0	16,1	26,6	8,5	5,9	8,9	11,0	27,9	33,4	59,2	36,4	57,5	316,4
1940	25,0	26,6	34,7	11,8	13,1	11,8	18,6	10,6	19,5	29,2	12,7	47,0	260,6
1945	25,8	22,0	31,3	27,5	6,3	10,2	13,1	15,2	12,7	24,5	11,4	21,2	221,2
1946	13,5	31,3	14,8	7,2	4,2	5,1	5,9	6,8	6,3	43,6	15,6	19,9	174,2
1947	23,3	14,0	10,6	3,8	0,2	6,3	13,1	21,2	16,1	32,6	42,3	38,1	221,6
1948	22,8	30,0	28,3	1,7	10,2	17,3	4,6	10,6	11,0	12,3	14,8	6,3	169,9
1949	14,4	35,5	11,8	21,6	4,2	14,8	7,2	12,3	25,4	7,6	11,8	33,4	200,0
1950	32,2	11,4	23,3	10,2	5,5	8,0	7,6	8,9	7,6	58,8	25,0	15,6	214,1
1951	27,9	14,4	23,7	8,9	15,2	8,9	12,7	9,3	16,1	11,8	23,3	23,3	195,5
1952	30,9	39,8	27,5	2,5	12,7	15,6	2,1	8,9	9,3	41,9	49,1	15,6	255,9
1953	40,6	51,6	14,4	9,3	11,4	11,4	3,8	8,5	14,8	11,4	15,6	9,7	202,5
1954	41,9	33,0	8,0	3,8	10,2	5,9	13,1	4,2	16,1	16,9	33,8	31,7	218,6
1955	18,2	50,3	18,2	19,0	4,2	11,8	14,4	22,4	22,4	26,2	54,1	43,6	304,8
1956	30,5	27,1	23,3	11,0	22,4	17,3	14,4	6,3	24,1	20,3	22,4	22,8	241,9
1957	25,0	19,5	14,4	5,1	13,5	0,2	11,4	5,1	17,3	19,0	22,8	37,6	190,9
1958	44,0	23,7	36,0	16,9	6,3	13,1	11,0	6,3	23,3	19,9	8,0	22,0	230,5
1959	41,4	16,5	18,2	17,3	12,3	3,8	7,6	10,6	26,6	10,6	30,9	20,7	216,5
1960	40,6	29,6	9,7	11,8	15,2	13,1	15,6	19,9	7,2	29,2	31,3	41,9	265,1
1961	30,0	13,1	37,6	11,8	16,5	13,1	10,6	5,1	21,6	16,1	34,3	50,8	260,6
1962	22,0	38,9	24,5	10,6	6,8	8,5	8,0	6,3	23,3	10,6	22,0	51,2	232,7
1963	59,6	27,5	22,8	15,2	3,4	9,3	9,7	2,5	18,6	12,3	14,8	43,6	239,3
1964	15,2	32,2	20,3	7,6	25,0	5,9	8,9	21,2	13,5	12,7	36,0	15,6	214,1
1965	11,4	48,6	11,4	25,8	6,8	11,0	12,7	8,0	8,5	20,7	37,6	36,8	239,3
1966	45,7	27,5	26,2	11,8	15,6	10,6	13,1	26,2	15,2	6,8	22,8	52,9	274,4
1967	48,2	32,6	21,2	7,6	16,5	8,5	8,5	13,5	15,6	14,0	44,0	56,3	286,5
1968	72,3	34,7	29,2	2,5	2,1	10,6	14,4	22,8	38,5	33,8	18,2	25,8	304,9
1969	22,0	37,6	24,5	23,3	7,6	8,0	13,1	4,2	16,9	19,9	16,5	38,9	232,5
1970	30,9	36,8	35,1	16,1	22,8	9,7	8,5	23,7	5,1	21,6	42,3	38,5	291,1
1971	8,5	30,9	26,6	2,1	10,2	14,8	6,8	9,3	22,0	21,2	35,1	54,6	242,1
1972	17,3	8,5	12,3	11,4	8,9	11,0	11,4	21,2	25,8	38,1	38,1	10,2	214,2
1973	26,2	31,7	37,2	9,7	22,0	11,0	16,9	17,3	10,2	17,8	42,7	34,3	277,0
1974	16,5	10,2	16,5	12,7	14,8	8,0	13,5	14,4	16,9	17,8	38,1	53,3	232,7
1975	31,7	18,6	15,2	15,2	5,9	8,0	11,0	5,5	13,5	36,0	22,8	25,8	209,2
1976	51,2	14,4	20,3	5,1	8,0	13,1	15,2	33,0	38,9	8,5	20,3	41,9	269,9
1977	20,7	29,6	17,3	28,8	8,0	19,5	19,0	22,0	19,0	18,2	24,1	46,1	272,3
1978	24,1	36,5	21,2	25,0	9,3	10,2	8,9	17,3	23,3	19,0	8,9	45,7	251,4
1979	36,4	26,2	12,3	25,0	10,6	16,9	27,5	8,0	14,0	18,2	22,4	22,0	239,5
1980	47,0	7,2	45,3	20,3	11,0	8,9	8,5	9,7	38,1	25,8	44,0	47,0	312,8
1981	30,0	34,3	31,3	17,3	16,5	5,1	10,2	19,4	17,8	29,6	63,4	47,4	322,3
1982	25,9	32,1	28,5	22,8	4,0	10,4	18,9	22,8	0,2	25,6	5,3	21,4	226,9
1983	30,1	35,2	16,3	4,5	6,90	21,4	28,1	14,6	7,10	23,9	24,4	19,0	231,5
1984	20,9	28,8	30,7	22,9	3,4	14,4	3,8	20,8	7,2	15,3	36,1	21,3	225,6
1985	28,10	68,3	9,0	16,0	5,6	14,9	18,3	4,8	24,9	29,0	19,0	30,7	268,6
Среднее	27,9	28,3	20,9	14,0	9,8	10,6	11,4	13,4	18,0	23,7	27,3	32,4	237,7
% от года	11,7	11,9	8,8	5,9	4,1	4,5	4,8	5,6	7,6	10,0	11,5	13,6	100,0
Наибольшее	72,3	68,3	37,6	34,3	25,0	21,4	28,1	33,0	39,8	59,2	63,4	63,4	322,3
Год	1968	1985	1961	1932	1964	1983	1983	1976	1931	1939	1981	1925	1981
Наименьшее	8,5	5,5	4,6	1,7	0,2	0,2	2,1	0,1	5,1	6,8	2,5	6,3	170,0
Год	1971	1980	1984	1948	1947	1957	1952	1929	1927, 1970	1966	1926	1948	1948

1.1.3. Испарение

Наблюдения за испарением с поверхности морей до настоящего времени не проводятся. «Определение величины испарения с поверхности моря путем непосредственных наблюдений представляет чрезвычайно трудную и в настоящее время неразрешимую задачу». Эти слова, сказанные В. С. Самойленко [139] более 30 лет тому назад, к сожалению, можно вполне повторить и сегодня. В связи с этим расчеты этой важнейшей составляющей баланса выполняют обычно косвенным путем, используя различные теоретические и эмпирические формулы, по данным стационарных и эпизодиче-

ских гидрометеорологических наблюдений. Обычная методика оценки испарения с поверхности водоема путем решения уравнений водного или теплового баланса при известных остальных членах для расчета погодичных величин не подходит, так как требует знания других элементов баланса, вычисленных также косвенным путем, что делает определение испарения весьма приближенным. Этот метод может лишь служить некоторым контролем правильности расчета испарения по одной из существующих формул.

В настоящее время предложено большое количество эмпирических [39, 66, 117, 171] и теоретических [41, 95, 105, 139, 171, 186] формул для расчета испарения с поверхности водоемов. В большинстве эмпирических формул (метод массообмена) испарение рассматривается как величина, пропорциональная разности давления водяного пара в атмосфере и давления насыщающего водяного пара при температуре водной поверхности, т. е. пропорциональная дефициту влажности. При этом скорость ветра учитывается явно или неявно с помощью коэффициентов пропорциональности, определяемых эмпирически из наблюдений по различным испарителям. Однако совершенно очевидно, что процесс испарения из испарителя существенно отличается от испарения с открытой поверхности моря. Поэтому большое внимание уделяется теоретическим разработкам физической сущности процессов, оказывающих влияние на испарение в естественных условиях [41, 105, 120]. В соответствии с теорией турбулентной диффузии испарение с любой поверхности пропорционально вертикальному градиенту парциального давления водяного пара $\partial e/\partial z$ (в эмпирических формулах для расчета испарения с водной поверхности ему соответствует член $e_0 - e_z$) и коэффициенту турбулентного обмена A, который определяется скоростью ветра и в меньшей степени вертикальным градиентом температуры воздуха $\partial T/\partial z$ в приземном слое.

При массовых расчетах среднего месячного испарения с поверхности моря чаще всего используют формулы, которые не учитывают влияние температурной стратификации приводного слоя атмосферы на турбулентный обмен [117, 139, 186]. Это связано, с одной стороны, с трудностью определения параметров, входящих в уравнение для расчета турбулентности, а с другой, тем, что с ростом скорости ветра влияние температурной стратификации ослабевает и испарение, отнесенное к единице дефицита парциального давления водяного пара, рассчитанного по температуре водной поверхности, становится пропорциональным скорости ветра. Это положение подтверждается данными многих исследователей [95, 105]. Согласно выводам работ [117, 157], при разностях температуры вода — воздух меньше 3—4 °С влиянием температурной стратификации можно пренебречь при любых скоростях ветра.

Анализ климатических (средних месячных) данных из наблюдений береговых станций и открытого моря показал, что в преобладающем числе случаев разность температуры воды и воздуха для теплого времени года, как правило, меньше 3—4 °С, а в холодный и переходный периоды года отмечаются значительные скорости ветра [107, 152, 159]. Поэтому при вычислении средних месячных и годовых характеристик испарения температурная стратификация приводного слоя атмосферы не учитывалась.

Расчет испарения с поверхности Черного моря в данной работе проводился [139] по формуле

$$E = C_z V_z (e_0 - e_z), \qquad (1.9)$$

где E — количество испаряющейся влаги, мм; e_0 — парциальное давление водяного пара при температуре поверхности слоя воды с учетом ее солености, гПа; e_z — парциальное давление водяного пара на горизонте, гПа; V_z — скорость ветра на высоте z, м/с; $C_z = 3{,}5$ — переходной коэффициент для месячных значений испарения, учитывающий высоту измерения парциального давления водяного пара и ветра. В зимние месяцы учитывалось наличие льда.

Схема расчета испарения с поверхности Черного моря включала три отдельных этапа работ.

На первом этапе выполнялись расчеты средних месячных, годовых а также средних многолетних значений испарения по наблюдениям 18 морских гидрометеорологических станций побережья СССР и НРБ (табл. 1.7). Анализ полученных материа-

Таблица 1.7

Результаты расчетов средних многолетних значений испарения по данным гидрометеорологических станций Черного моря, мм

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
Варна	44,1	31,2	24,6	21,9	29,6	53,6	71,4	96,6	97,7	87,7	65,1	52,4	675,9
Одесса	34,7	23,1	26,2	32,8	61,2	82,8	93,1	108,1	116,3	97,0	69,5	52,1	796,9
Очаков	12,3	16,0	23,8	54,0	110,0	142,8	152,4	146,4	110,7	66,9	36,0	19,6	890,9
Тендровский маяк	39,6	34,1	33,5	36,5	55,9	78,4	93,2	117,2	119,1	92,3	62,8	40,0	802,6
Скадовск	10,4	11,5	30,5	73,9	131,6	176,6	196,5	175,9	124,7	65,6	30,1	18,3	1045,6
Хорлы	11,7	13,8	36,9	83,3	152,5	199,4	217,5	199,1	136,8	71,8	32,5	19,0	1174,3
Стерегущий	21,8	20,7	33,7	67,9	113,3	154,3	185,8	183,5	139,0	82,7	38,6	23,0	1064,3
Черноморское	43,1	32,6	42,4	42,4	55,6	96,2	127,6	139,9	132,4	107,8	78,9	53,9	952,8
Евпатория	55,0	45,5	49,0	51,5	59,2	79,1	92,9	117,9	124,3	98,1	75,4	60,2	908,1
Севастополь	71,6	67,4	63,7	52,7	57,8	100,4	128,0	157,7	152,2	122,3	91,4	78,9	1144,1
Ялта	53,3	48,4	43,6	27,8	26,9	43,6	75,2	105,6	114,3	88,4	65,7	58,2	751,0
Феодосия	56,5	49,5	49,7	42,5	45,2	63,3	100,6	129,6	128,9	98,2	72,0	62,1	898,1
Анапа	100,0	88,4	80,7	58,9	55,0	76,2	111,7	141,9	159,8	139,7	119,0	109,3	1240,6
Новороссийск	85,2	74,3	66,7	54,3	55,1	82,4	118,1	149,6	169,1	147,0	114,0	95,2	1211,0
Туапсе	99,9	85,6	71,1	43,4	40,8	63,7	93,8	120,5	147,9	131,8	115,2	113,1	1126,8
Пицунда	44,4	41,8	35,4	29,2	26,1	42,0	57,7	73,6	80,3	71,3	60,6	50,8	613,2
Сухуми	45,0	39,8	34,0	28,1	27,5	46,6	57,7	70,2	79,8	71,7	63,8	53,3	617,5
Батуми	43,7	35,5	27,3	20,4	27,3	49,8	55,6	60,3	58,2	52,9	49,3	50,3	530,6

лов показал, что годовые значения испарения в прибрежных районах Черного моря изменяются в больших пределах: от 530 до 1240 мм. Особенности местных условий приводят к большому разнообразию в распределении испарения по побережью моря. Наибольшее испарение наблюдается в среднем в летне-осенний период, наименьшее — в зимне-весенний. При этом по мере продвижения к югу и юго-востоку сроки наступления минимума испарения устойчиво сдвигаются на апрель—май.

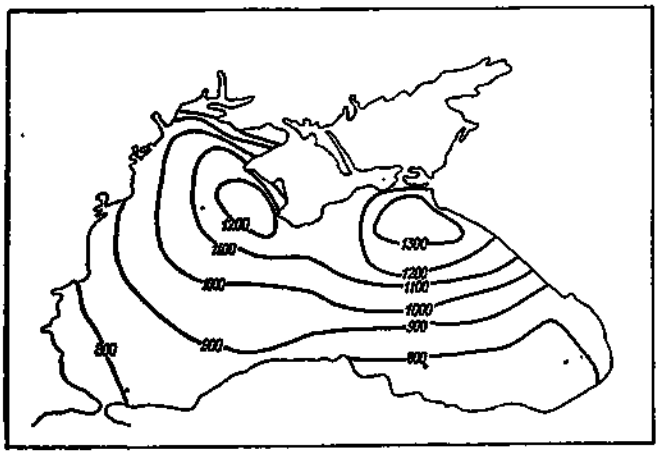


Рис. 1.3. Испарение с поверхности Черного моря, мм.

На втором — проведены расчеты по формуле (1.9) среднего многолетнего испарения по месяцам и за год для всего Черного моря по 95 условным квадратам со сторонами $40 \times 60'$ с использованием осредненных многолетних данных о температуре воды и воздуха, парциального давления водяного пара, скорости ветра и солености [11, 159]. Результаты расчетов были нанесены на карты-схемы и по проведенным изолиниям путем планиметрирования определены многолетние средние значения испарения с поверхности отдельных районов моря: северо-западного (ограниченного с юга 44°40′ с. ш.), западного и восточного (условная граница между ними по 33°30′ в. д.). Годовое значение испарения получено путем суммирования месячных значений. Результат планиметрирования годовой карты (рис. 1.3) служил контролем правильности вычислений — расхождение составило от 2 до 30 мм по отдельным районам, т. е. менее 0,03 %. Испарение по морю в целом вычислено с учетом соотношения площадей районов (табл. 1.8):

$$E_м^* = \sum (K_{св} E_{св} + K_з E_з + K_в E_в), \qquad (1.10)$$

где $K_{св} = 0{,}1166$; $K_з = 0{,}3712$; $K_в = 0{,}5122$.

Полученное таким образом уточненное значение испарения с поверхности Черного моря оказалось равным 962 мм в год. Следует отметить, что оно несколько превышает значения, приводимые большинством исследователей, и ближе всего к данным Тиксерона [187]. Учитывая использование при расчетах испарения наиболее достоверных исходных материалов гидрометеорологических наблюдений по Черному морю, можно полагать, что полученные нами результаты являются более надежными, чем в других ранних работах.

В характере сезонного распределения испарения по акватории моря прослеживается общая закономерность, хорошо выраженная на годовой карте (рис. 1.3). Наибольшие значения испарения отмечаются в зоне приблизительно между 44 и 45° с. ш. как на западе, так и на востоке моря. В этих районах наблюдаются, как правило, наибольшие скорости ветра, связанные с особенностями развития циклогенеза и морфометрии Черного моря. Наибольшая толщина слоя испарившейся воды в районе, примыкающем к Кавказскому побережью, достигает 1300 мм в год. В обе стороны от зоны повышенного испарения это значение уменьшается. На западе и северо-западе моря это, возможно, как указывает Солянкин [144], связано с уменьшением энтальпии поверхностных вод, в южных районах — с увеличением парциального давления водяного пара и уменьшением скорости ветра.

Третьим этапом вычислений явился расчет погодичных значений испарения по морю на основе допущения о пропорциональности изменения годовых модульных коэффициентов испарения в прибрежных районах и в открытом море. Используя данные 10 опорных гидрометеорологических станций территории СССР, имеющих наиболее полные ряды наблюдений в принятом основном периоде и расположенных на разнохарактерных участках побережья, а также наблюдения гидрометеорологической станции Варна (НРБ), выполнены расчеты осредненных модульных коэффициентов q:

— для северо-западного района — из модульных коэффициентов Одессы, Хорлов, Севастополя;

— для западного района — из модульных коэффициентов Севастополя и Варны;

— для восточного района — из модульных коэффициентов Ялты, Феодосии, Анапы, Новороссийска, Туапсе, Пицунды, Батуми.

Расчет годового испарения каждого района моря выполнен по формуле

$$E_{p_i} = q_{p_i} \overline{E}_p, \qquad (1.11)$$

где E_{p_i} — годовое испарение с поверхности района, мм; q_{p_i} — осредненный модульный коэффициент соответствующего района за данный год; $\overline{E}_p$ — среднее многолетнее годовое испарение с поверхности соответствующего района, полученное путем планиметрирования, мм.

Таблица 1.8

Среднее многолетнее испарение с поверхности Черного моря, полученное путем планиметрирования карт, мм

Район	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XII	XII	Год
Северо-западный	8,07	6,44	4,86	3,80	4,04	8,86	14,41	18,05	17,09	14,52	11,95	10,76	122,85
Западный	26,50	18,19	11,17	6,24	6,76	19,78	42,28	54,72	50,59	38,98	34,52	32,81	342,54
Восточный	38,27	27,77	19,01	10,50	11,63	30,33	60,60	73,21	57,68	70,24	52,61	45,34	497,19
Море в целом	72,84	52,40	35,04	20,54	22,43	58,97	117,29	145,98	125,36	123,74	99,08	88,91	962,58

Внутригодовое ежегодное распределение испарения над морем определялось с учетом хода испарения на береговых станциях. Совместным графическим анализом среднего многолетнего внутригодового распределения испарения по районам моря и по данным гидрометеорологических станций были отобраны пункты наблюдений, данные которых наилучшим образом отражают ход испарения в открытом море. При выборе станций учитывалось наличие по ним наблюдений за все расчетные годы. Отдельные пропуски в наблюдениях (по возможности) восстанавливались по данным соседних станций (рис. 1.4).

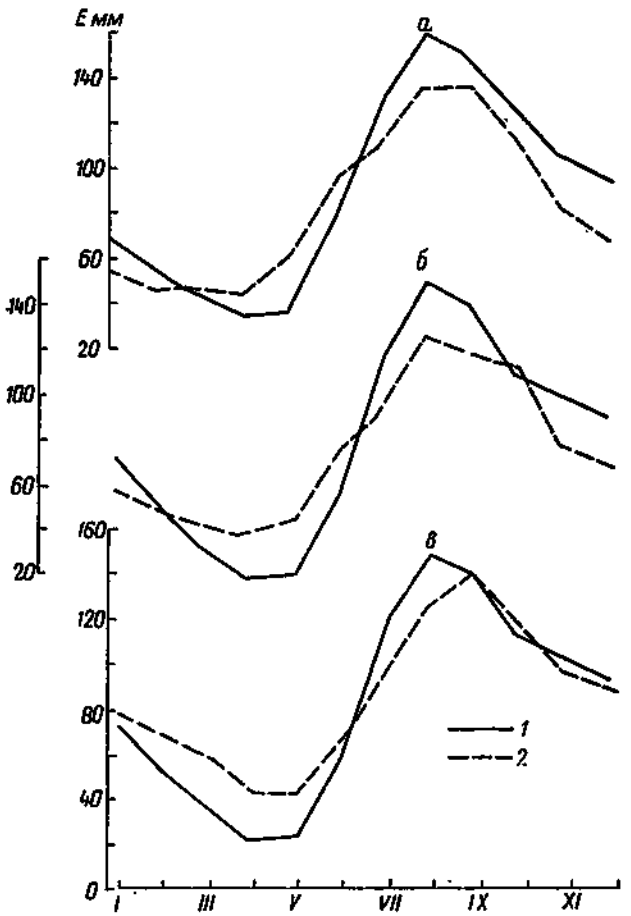


Рис. 1.4. Внутригодовой ход испарения в северо-западном (*а*), западном (*б*) и восточном (*в*) районах Черного моря.

1 — по данным планиметрирования; *2* — по данным гидрометеорологических станций.

Для каждого года и для средних многолетних значений по всем отобранным станциям вычислялась процентная доля испарения каждого месяца от суммы испарения за год. Затем определялось отклонение процентной доли каждого месяца данного года от среднего многолетнего. Суммированием осредненных отклонений с соответствующими процентами, характеризующими внутригодовой средний многолетний ход испарения по всему району, получено распределение в процентах от суммы за год и в миллиметрах количества влаги, испарившейся с поверхности района в каждом месяце года за весь исследуемый период. Суммированием районных значений с учетом соотношения площадей районов рассчитано испарение в целом по Черному морю. В среднем многолетнем рассчитанное значение испарения оказалось равным 935 мм в год. Расхождение с данными, полученными планиметрированием, не превосходит 3 % и связано с использованием различных рядов для определения средних значений испарения по морю и модульных коэффициентов по станциям.

С учетом площади моря среднее многолетнее значение испарения с поверхности Черного моря за рассмотренный период оказалось равным 396 км³ в год (табл. 1.9). Изменения составили: от 484 км³ в 1951 г. (122 % среднего) до 289 км³ в 1985 г. (73 % среднего). В многолетнем ходе значение испарения имеет отрицательную тенденцию, которая особенно заметно (практически во все месяцы) прослеживается в последние 30—40 лет. Анализ изменчивости входных параметров в уравнение (1.9) показал, что за указанный период практически по всем станциям и в целом по морю [84] отмечено снижение скорости ветра в среднем на 0,8—1,3 м/с в месяц, что явилось одной из основных причин уменьшения испарения с поверхности Черного моря, которое характеризуется для годовых величин значимым отрицательным трендом с угловым коэффициентом для всего ряда —1,18 км³ в год. Размах тренда составил —68 км³. Среднее квадратическое отклонение ряда 42 км³, коэффициент вариации 0,11, ошибка определения среднего ±1,4 %.

С помощью МГУА выявлена периодичность в многолетней изменчивости испарения с поверхности Черного моря с периодами 19,4; 5,2; 3,2; 2,3 года.

Во внутригодовом ходе в летне-осенний период испаряется свыше 50 % годового значения. Максимум приходится на август. Наименьшее испарение отмечается в апреле. В целом с поверхности Черного моря в марте—июне испаряется всего 14 % годового значения.

1.1.4. Баланс пресных вод

Сумма речного стока и атмосферных осадков за вычетом испарения представляет собой баланс пресных вод бассейна N':

$$N' = Q_р + Q_о - Q_и. \qquad (1.12)$$

Значение составляющей баланса пресных вод для Черного моря велико, так как именно соотношение притока и оттока пресных и соленых вод создает своеобразие гидрологического режима бассейна.

Расчет результирующей баланса пресных вод по уравнению (1.12) выполнен на основе полученных выше данных за период 1923—1940, 1945—1985 гг. Анализ результатов показал, что лишь в маловодном 1950 г. пресная составляющая баланса была несколько ниже нуля в среднем за год. Во все остальные годы в Черном море наблюдался избыток пресных вод.

Средний годовой баланс пресных вод за многолетний период положителен и равен 180 км³. Его изменения: от 441 км³ в 1980 г. (245 % среднего) до —3,7 в 1950 г. (табл. 1.10). Коэффициент вариации многолетнего ряда 0,55, ошибка вычисления средней ±7,1 %. В многолетнем ходе значения составляющих баланса пресных вод испы-

Таблица 1.9

Испарение с поверхности Черного моря, км³

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
1923	29,8	17,6	11,2	14,9	8,4	30,6	54,6	68,4	58,2	50,3	38,8	43,0	425,8
1924	30,9	22,3	7,1	13,9	8,6	28,0	55,3	66,4	43,2	64,1	46,2	42,5	428,5
1925	33,3	13,7	14,6	8,5	11,6	30,1	46,1	54,5	50,0	51,8	48,3	40,7	403,2
1926	29,1	16,5	13,8	11,1	9,6	30,9	68,4	66,4	48,6	45,6	29,4	45,0	414,4
1927	26,7	31,0	6,5	9,2	13,4	29,9	46,7	50,6	61,2	40,7	56,7	37,1	409,7
1928	17,3	24,8	11,4	7,8	10,4	22,7	51,1	45,7	57,6	47,0	32,5	31,2	359,5
1929	35,1	25,9	20,5	7,8	6,6	24,8	41,0	50,0	67,3	32,8	41,4	37,0	390,2
1930	21,2	30,8	12,3	10,5	11,8	26,1	51,9	66,7	45,0	49,0	43,0	40,2	408,5
1931	20,9	15,2	19,2	11,9	6,1	23,6	42,5	70,7	63,3	33,0	45,5	37,4	389,3
1932	29,6	22,3	10,4	5,0	5,8	21,0	33,4	56,5	53,6	45,2	54,6	28,7	366,1
1933	27,5	15,7	13,1	10,6	7,1	18,6	34,6	62,7	53,5	33,8	53,7	46,1	377,0
1934	28,6	26,0	10,1	12,6	20,3	29,8	54,5	57,3	57,7	44,3	43,7	34,3	419,2
1935	20,4	22,5	16,7	5,6	9,4	29,0	45,7	50,0	58,3	36,0	51,2	28,9	373,7
1936	30,0	21,3	9,8	7,5	14,3	17,7	63,5	77,6	51,1	42,2	34,9	38,1	408,0
1937	38,4	18,9	8,2	9,9	10,7	26,5	48,3	44,9	47,5	51,4	40,0	36,8	381,5
1938	30,5	32,1	16,9	9,4	5,0	17,2	49,2	72,9	76,0	39,8	41,7	35,4	426,1
1939	26,0	31,3	23,0	7,2	9,1	22,3	65,7	65,7	64,2	45,5	43,9	44,0	447,9
1940	34,6	20,7	25,7	3,5	8,9	17,8	53,1	60,2	40,8	57,7	34,9	53,9	411,8
1945	32,1	29,4	16,8	10,7	12,2	23,9	46,4	58,7	62,3	47,1	40,9	35,2	415,7
1946	30,6	18,2	10,0	7,6	10,4	36,1	51,6	64,7	58,5	47,5	30,5	37,4	403,1
1947	33,0	9,4	12,5	21,5	22,1	28,7	61,6	55,3	46,1	55,5	41,6	39,8	427,1
1948	27,1	31,1	22,1	8,4	0,8	29,1	54,4	77,8	87,2	57,1	48,4	40,1	483,6
1949	34,0	26,9	20,3	10,7	10,4	21,8	30,3	75,5	60,5	51,5	30,4	45,9	418,2
1950	56,5	18,1	9,2	1,8	16,9	44,5	53,0	75,4	57,6	61,1	44,5	25,9	464,5
1951	28,0	17,9	5,3	3,0	16,8	36,5	62,9	64,3	78,5	96,7	32,2	42,0	484,1
1952	33,0	30,5	27,5	12,2	12,7	25,5	51,3	60,8	59,8	41,6	46,5	40,1	441,5
1953	41,0	34,4	25,3	6,8	8,8	25,9	51,8	66,2	64,9	47,9	59,3	41,0	473,3
1954	33,8	13,2	10,4	7,7	4,5	20,1	50,0	68,1	68,9	38,0	38,4	39,3	392,4
1955	35,6	23,0	15,9	11,5	9,6	15,6	48,9	60,1	63,1	38,8	70,9	46,7	439,7
1956	32,7	26,0	23,9	10,1	12,9	15,5	36,7	54,5	70,2	33,2	42,4	29,2	387,3
1957	24,7	13,4	23,6	3,8	1,5	22,8	56,1	60,3	49,2	38,3	43,0	38,0	374,7
1958	28,0	20,4	16,8	5,9	8,5	26,4	48,1	56,8	62,5	55,9	31,6	28,5	389,4
1959	32,8	34,8	13,4	9,8	3,2	26,0	50,0	71,8	64,5	35,5	34,5	23,6	399,9
1960	28,7	19,0	16,5	4,7	7,8	21,2	39,3	63,3	73,8	41,3	40,3	27,5	383,4
1961	37,1	28,8	16,0	8,2	6,1	22,1	61,9	78,1	68,1	45,4	38,9	37,9	443,6
1962	30,3	27,1	14,6	12,9	12,9	24,8	44,8	65,4	43,5	46,8	31,1	47,9	402,1
1963	39,0	24,2	22,7	2,4	11,9	22,6	58,4	74,7	49,3	39,8	39,6	44,2	428,8
1964	35,5	16,5	7,4	11,3	2,3	21,9	50,7	60,2	49,4	41,8	48,7	28,0	373,7
1965	26,4	24,9	7,3	7,8	6,3	17,7	46,8	55,5	47,0	47,9	37,3	25,2	350,1
1966	23,3	14,4	15,8	0,4	19,1	21,3	47,7	62,3	61,0	41,7	39,7	41,8	388,5
1967	39,0	22,5	14,0	8,5	10,3	14,7	59,8	56,9	58,5	33,6	40,1	40,8	398,7
1968	43,4	20,6	14,1	13,6	15,4	29,4	45,6	41,0	61,8	43,2	34,0	39,2	401,3
1969	34,8	18,2	13,5	6,7	8,8	26,1	34,1	42,6	65,4	51,9	29,1	29,2	360,4
1970	22,7	17,7	16,4	6,3	12,8	21,4	49,8	56,3	48,4	46,6	35,3	34,7	368,4
1971	25,2	28,0	11,4	17,1	4,1	32,5	40,0	82,4	52,8	51,6	41,2	45,3	434,6
1972	34,2	11,5	18,4	0,8	2,9	31,3	50,8	69,0	71,7	51,9	51,9	38,2	432,6
1973	27,4	14,8	13,2	6,3	6,8	15,2	49,6	58,0	53,1	54,7	48,0	40,4	387,5
1974	25,2	13,4	9,9	9,6	4,1	19,4	40,4	69,2	57,1	39,0	51,9	37,8	377,0
1975	34,3	33,4	12,0	3,8	2,2	26,2	66,4	71,0	61,0	56,9	51,2	43,7	462,1
1976	33,9	23,8	8,5	4,6	13,6	23,6	44,8	46,8	41,8	52,4	29,8	34,6	358,2
1977	27,7	11,7	12,9	6,4	8,2	11,0	32,2	50,4	54,1	44,5	35,5	36,7	331,3
1978	25,4	15,4	7,9	8,3	10,8	23,0	52,8	52,0	49,5	39,0	39,1	38,9	362,1
1979	23,7	25,2	4,1	9,3	3,6	40,1	41,8	44,9	38,7	47,0	31,8	35,0	345,2
1980	30,5	16,7	10,9	6,0	6,0	15,7	32,9	56,3	37,9	31,4	34,6	30,2	309,1
1981	29,5	24,6	11,6	8,9	7,9	13,6	35,3	60,5	43,2	36,5	41,6	32,1	345,3
1982	29,5	23,0	14,5	3,2	7,0	23,2	35,1	41,1	48,1	48,5	32,8	29,7	335,8
1983	28,1	21,8	12,2	6,2	5,1	21,3	32,7	43,7	51,1	37,8	40,1	25,9	326,0
1984	21,6	14,5	9,6	7,5	6,2	22,3	39,1	49,8	41,5	35,6	37,6	33,7	319,0
1985	24,3	33,2	5,3	3,0	3,3	17,0	28,4	46,8	37,9	29,3	35,1	25,5	289,1
Среднее	30,4	22,0	14,0	8,1	9,0	24,1	47,8	60,3	56,1	45,7	41,2	36,9	395,6
% от года	7,7	5,6	3,5	2,0	2,3	6,1	12,1	15,2	14,2	11,6	10,4	9,3	100,0
Наибольшее	56,5	34,8	27,5	21,5	22,1	44,5	68,4	82,4	87,2	96,7	70,9	53,9	484,0
Год	1950	1959	1952	1947	1947	1950	1926	1971	1948	1951	1951	1940	1951
Наименьшее	17,3	9,4	4,1	0,4	0,8	11,0	28,4	41,0	37,9	29,3	29,1	23,6	289,1
Год	1928	1947	1979	1966	1948	1977	1985	1968	1980 1985	1985	1969	1959	1985

Таблица 1.10

Баланс пресных вод Черного моря, км³

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
1923	24,0	48,2	47,1	47,0	45,0	12,3	—21,0	—40,4	—39,3	—10,9	—12,1	39,8	139,7
1924	7,5	43,1	39,5	54,6	58,5	19,8	—13,9	—29,2	—13,6	—22,7	—0,3	—18,2	125,1
1925	—7,1	10,8	35,7	26,3	33,9	10,4	—6,7	—16,7	—20,1	—5,4	6,5	51,4	119,0
1926	23,4	28,8	42,2	43,5	46,1	20,3	—13,6	—15,6	15,4	—3,8	—1,7	13,7	198,7
1927	11,4	15,9	30,5	49,7	39,4	6,5	—8,6	—16,5	—35,8	3,0	—12,7	21,6	104,4
1928	19,4	36,0	19,6	42,1	50,5	24,3	—23,4	—22,1	—30,6	—16,9	20,2	31,7	150,8
1929	11,3	3,8	23,6	58,6	57,7	27,3	—6,9	—32,1	—18,1	0,5	—15,3	2,1	112,5
1930	8,3	5,4	20,0	33,6	32,5	15,7	—23,1	—36,9	—14,8	—4,5	6,6	18,5	61,3
1931	35,0	14,6	51,3	46,3	76,6	34,5	—1,3	—30,8	—5,3	19,8	13,0	8,0	261,7
1932	8,8	39,5	33,0	93,3	88,8	32,8	10,0	—23,2	—31,8	—16,1	—3,4	4,0	235,7
1933	7,3	46,8	39,6	55,0	54,2	37,8	27,4	—23,0	—4,0	23,2	9,2	17,6	291,1
1934	16,8	27,3	35,3	39,9	17,9	0,9	—20,3	—8,8	—15,9	—5,3	9,6	—1,8	95,6
1935	15,0	34,4	34,2	55,2	43,7	10,4	—12,5	—30,5	—26,6	1,2	—6,9	14,4	132,0
1936	18,3	31,6	34,6	50,6	26,4	26,4	—30,4	—49,8	—20,4	26,6	13,1	10,8	137,8
1937	24,4	44,7	52,4	58,3	48,2	23,0	—16,5	—2,0	—9,7	14,4	24,4	28,1	289,7
1938	44,1	23,5	40,3	57,1	47,5	30,2	—22,1	—44,9	—31,9	1,1	—4,3	—1,5	139,1
1939	17,8	5,7	29,3	37,7	32,8	20,7	—24,6	—19,6	—15,7	34,8	19,6	43,3	181,8
1940	21,4	33,3	50,7	73,6	71,0	43,2	11,1	—19,0	1,9	—0,6	5,4	26,7	318,7
1945	26,6	14,1	51,5	62,5	40,1	19,7	—10,6	—28,0	—35,5	—4,6	—13,0	3,9	126,7
1946	3,6	36,3	38,1	36,8	31,4	—7,2	—26,7	—43,9	—42,2	6,7	—0,8	5,6	37,7
1947	11,0	27,1	40,1	36,1	17,7	—1,9	—31,0	—20,7	—17,6	—11,4	14,3	20,3	84,0
1948	27,3	36,1	43,4	31,1	48,2	23,6	—11,3	—36,4	—58,0	—30,1	—18,9	—20,8	34,2
1949	—4,4	24,4	8,4	41,6	26,6	19,2	1,6	—42,9	—16,8	—31,7	—6,6	8,2	27,6
1950	—3,9	12,9	51,1	39,6	18,3	—18,7	—31,5	—54,8	—40,4	11,3	—2,1	14,5	—3,7
1951	23,7	17,6	51,9	50,7	46,3	10,6	—22,9	—34,8	—48,8	—69,3	5,3	—1,7	28,6
1952	14,5	28,5	24,8	30,0	43,3	18,1	—29,6	—40,0	—39,7	15,1	26,8	9,4	101,2
1953	37,9	48,8	23,5	46,2	49,0	21,6	—19,4	—36,9	—34,3	—23,3	—31,2	—21,1	60,8
1954	18,2	31,1	22,9	32,2	48,0	25,1	—4,7	—40,0	—38,4	—4,4	12,0	12,0	114,0
1955	9,7	55,6	40,9	56,0	48,8	33,1	—2,3	—1,3	—13,2	12,2	11,9	24,3	275,7
1956	27,2	33,1	35,7	49,7	67,1	47,0	14,5	—25,6	—27,8	3,7	1,4	15,7	241,7
1957	19,1	27,8	25,4	35,5	51,2	15,1	—18,4	—32,6	—13,5	—0,3	—5,4	21,1	125,0
1958	37,3	26,1	60,1	59,3	62,0	28,5	—9,4	—31,5	—22,4	—18,6	—1,8	14,6	204,2
1959	38,8	4,2	33,2	37,2	40,5	6,5	—15,2	—36,9	—17,5	—10,0	14,0	19,7	114,5
1960	36,2	40,9	29,0	40,4	37,0	20,2	—1,1	—20,4	—49,6	6,5	14,1	46,1	199,3
1961	25,3	8,4	50,5	28,8	42,3	24,3	—27,9	—55,9	—28,9	—18,0	11,4	32,6	92,9
1962	14,1	34,3	43,7	43,6	43,8	22,5	—6,9	—36,0	—4,4	—21,9	5,2	27,6	165,6
1963	53,0	31,2	43,4	58,5	36,6	19,3	—24,8	—57,1	—13,9	—10,4	—9,4	19,7	146,1
1964	—4,3	30,9	35,5	31,8	56,9	9,4	—20,6	—23,3	—21,1	—10,8	15,5	19,2	119,1
1965	15,8	51,9	39,8	58,6	46,6	39,7	9,4	—17,8	—17,6	—7,6	16,2	39,1	274,1
1966	54,0	45,3	58,4	59,7	41,5	24,0	—4,2	—6,2	—16,1	—18,0	3,8	43,0	285,2
1967	43,3	42,8	51,6	45,3	58,8	36,5	—18,4	—23,4	—27,5	—3,3	18,7	35,1	259,5
1968	57,0	45,2	54,0	23,6	17,7	3,8	—13,4	1,0	—1,7	17,9	3,6	10,0	217,8
1969	10,2	48,1	55,4	63,9	37,9	17,9	15,9	—17,8	—28,2	—16,9	1,9	36,5	224,8
1970	39,4	59,8	72,1	74,5	83,0	45,1	0,9	—3,5	—17,3	—1,6	29,4	32,5	414,3
1971	11,6	34,1	49,0	25,1	45,1	9,1	—8,5	—57,6	—17,1	—19,3	9,5	33,1	114,1
1972	5,7	18,6	14,9	32,5	36,5	4,8	—18,0	—23,2	—22,6	19,9	10,1	3,6	82,8
1973	17,1	39,2	53,2	39,7	54,8	26,3	—6,9	—23,3	—29,8	—20,0	12,4	14,3	177,0
1974	15,8	21,0	28,6	24,1	39,1	20,0	10,2	—31,0	—22,7	4,0	27,2	54,7	191,0
1975	37,8	12,6	30,7	49,0	48,4	24,1	—12,7	—37,0	—25,0	—1,6	—11,5	2,0	116,8
1976	37,9	12,8	38,6	38,5	33,6	24,0	—11,6	5,0	16,1	—21,7	12,0	38,9	224,1
1977	19,8	57,2	53,6	64,4	43,1	36,0	8,8	—6,3	—13,3	—5,1	6,9	35,6	300,7
1978	21,3	49,8	55,1	60,2	46,9	31,0	—8,9	—10,8	—6,6	3,5	—11,2	30,6	260,9
1979	44,3	42,7	53,3	69,5	56,7	7,0	16,3	—13,8	—7,2	—11,8	13,6	18,8	289,5
1980	44,1	25,1	64,5	60,3	55,6	42,1	11,8	—12,5	24,3	21,7	46,5	57,4	440,9
1981	39,4	43,2	68,7	64,5	57,0	24,2	—0,0	—18,9	—7,5	14,7	54,5	53,9	393,7
1982	43,2	39,6	48,2	62,4	40,5	18,0	13,1	5,5	—21,3	—3,2	—8,2	12,5	250,3
1983	31,0	41,8	34,1	36,1	35,6	24,1	17,8	—11,8	—30,5	0,2	—0,5	8,2	186,1
1984	17,5	38,6	50,1	51,8	33,7	25,5	—11,8	—11,3	—19,8	3,4	15,8	7,6	201,1
1985	22,8	60,3	39,6	53,2	41,3	32,6	19,0	—22,4	6,0	15,7	2,7	30,0	300,8
Среднее	22,8	32,1	41,2	48,0	45,5	21,1	—8,2	—25,1	—20,1	—3,4	6,2	20,0	180,1
% от года	12,7	17,8	22,9	26,7	25,3	11,7	—4,6	—14,0	—11,2	—1,9	3,5	11,1	100,0
Наибольшее	57,0	60,3	72,1	93,3	88,8	47,0	27,4	5,5	24,3	34,8	54,5	57,4	440,9
Год	1968	1985	1970	1932	1932	1956	1933	1982	1980	1939	1981	1980	1980
Наименьшее	—7,1	3,8	8,4	23,6	17,7	—18,7	—31,5	—57,6	—58,0	—69,3	—31,2	—21,1	—3,7
Год	1925	1929	1949	1968	1968	1950	1950	1971	1948	1951	1953	1953	1950

тывают тенденцию к повышению. Угловой коэффициент тренда 2,4 км³ в год.

Во внутригодовом ходе хорошо прослеживается сезонная изменчивость с максимумом весной и минимумом летом. При этом, в среднем многолетнем с июля по октябрь баланс пресных вод Черного моря отрицателен. В отдельные месяцы различных лет отрицательный баланс отмечается в январе, июне, ноябре и декабре. За весь многолетний период полностью положительным баланс пресных вод был в феврале—мае.

Значительные годовые и сезонные колебания баланса пресных вод Черного моря в большей степени определяются изменчивостью речного стока и лишь в летний период сказывается также влияние испарения. Коэффициент корреляции между результирующей годового баланса пресных вод и суммарным речным стоком в бассейн моря 0,845±0,026. Уравнение регрессии имеет вид

$$N' = 1{,}6Q_p - 370{,}4. \qquad (1.13)$$

С помощью МГУА в многолетней изменчивости баланса пресных вод выявлена периодичность в 11,9; 6,4; 4,8; 3,6; 2,4 года.

1.1.5. Водообмен через проливы

Черное море соединяется с сопредельными морями двумя проливами: Босфор и Керченский. Через эти проливы осуществляется непрерывный водообмен, играющий важную роль в определении особенностей гидрологического режима моря. По характеру водообмена эти проливы существенно различаются. В первом отмечается устойчивая стратификация вод и водообмен происходит в вертикальной плоскости [110]. Второй — является типичным мелководным нестратифицированным проливом, в котором водообмен осуществляется попеременно из одного моря в другое. Наличие в нем водообмена в вертикальной или горизонтальной плоскости, т. е. одновременное существование двух разнонаправленных потоков, явление, как правило, кратковременное [4, 6].

Соответственно подходы к исследованию водообмена и изученность этих проливов различны.

Пролив Босфор соединяет непосредственно Черное море с Мраморным. Длина его около 30 км, наибольшая ширина 3,6 км, наименьшая — 0,73 км, т. е. это типичный длинный и узкий пролив по классификации Н. Н. Зубова [82]: отношение длины к средней ширине около 15. Средняя глубина Босфора 65 м, наибольшая — 92 м. Площадь поверхности 48,8 км², объем вод около 1,8 км³ [48]. Соотношение площадей южного и северного входов в пролив 0,04. Морфометрические характеристики пролива подробно описаны Н. Н. Зубовым [82] по данным А. Мерца [180].

Согласно классической модели [110], водообмен между Черным и Мраморным морями через Босфор осуществляется в вертикальной плоскости посредством двух разнонаправленных течений. С верхним течением из Черного моря в результате ветрового воздействия и разности уровней между морями, вызванной сгонно-нагонными явлениями и положительным балансом пресных вод моря, происходит отток относительно малосоленых черноморских вод. С нижним течением, обусловленным горизонтальными градиентами разноплотностных вод двух морей, происходит приток соленых мраморноморских вод в Черное море.

Наиболее подробное описание характера течений и водообмена в проливе по исследованиям С. О. Макарова [110] и А. Мерца [180] приведены в работах Н. Н. Зубова [82], А. К. Леонова [107], А. К. Богдановой [29, 50]. Из этих работ следует, что динамика вод в проливе весьма сложна и определяется в основном особенностями его морфометрии, ветровым режимом в районе пролива и плотностными характеристиками вод на концах пролива. Большинство авторов отмечают относительную устойчивость скоростей нижнебосфорского течения. Средняя скорость верхнебосфорского и нижнебосфорского течений в проливе порядка 0,9—0,7 м/с. В зависимости от изменения площади пролива и направления ветра над ним скорость верхнебосфорского течения на протяжении пролива заметно меняется. По данным А. Мерца [180], при северо-восточном ветре на южном конце пролива скорости поверхностного течения могут достигать 3,0 м/с. По мнению большинства авторов, ветровое влияние на нижнее течение незначительно и поэтому скорости его сравнительно постоянны и не подвержены частым колебаниям.

В то же время изменения скорости, вертикальной мощности, положения линии раздела между двумя течениями и других характеристик верхнего и нижнего потоков определяются и существенно зависят от временных крупномасштабных колебаний таких гидрометеорологических параметров, как уровень и плотность вод Черного и Мраморного морей, следовательно, и от соотношения элементов водного баланса. Различное сочетание этих факторов при их большой изменчивости создает трудности в изучении динамики вод пролива и приводит к противоречивости мнений различных исследователей о механизме водообмена через Босфор и, в частности, о возможности проникновения мраморноморских вод в Черное море. Так, в 1946 г. Эллиот и Ильгаз [188] выдвинули гипотезу о том, что из-за наличия 50-метрового порога на северном конце пролива мраморноморские воды, как правило, не проникают в Черное море. Обоснованием этому положению послужили данные 3-летних наблюдений за гидрометеорологическим режимом пролива, а также косвенные оценки водного баланса Черного моря. В 1956 г. появилась работа Пекташа [182], в которой доказывалось, что мраморноморская вода проникает в Черное море лишь в период наименьшего превышения среднего месячного уровня Черного моря над Средиземным, т. е. с конца августа до начала марта. Взгляды этих авторов были подвергнуты справедливой критике в ряде работ советских [50, 51, 107] и зарубежных [134, 185] исследователей. Наиболее веским аргументом, опровергающим выдвинутые гипотезы, являются результаты многочисленных экспедиций в прибосфорский район Черного моря, обнаруживавших мраморноморскую воду в Черном море в самое различное время года [50, 185]. По-видимому, в отдельных случаях при неблагоприятных гидрометеорологических условиях может сокращаться поступление мраморноморских вод в Черное море с нижнебосфорским течением.

Уточненные расчеты водного и солевого баланса моря указывают на полную неприемлемость высказанных выше гипотез.

Внутригодовые колебания воодобмена через Босфор связаны с изменением баланса пресных вод в Черное море, который, как было показано, имеет хорошо выраженный годовой ход. Главная его составляющая — речной сток увеличивается весной и достигает максимума в апреле—мае, а затем он начинает уменьшаться и минимум его отмечается в сентябре—октябре.

Увеличение поступления материковых вод сопровождается увеличением превышения уровня Черного моря над Средиземным, а следовательно, усилением верхнебосфорского течения. Последнее приводит к увеличению толщины опресненного слоя в районе южного порога и ослаблению нижнебосфорского течения. Снижение поступления материковых вод обусловливает понижение уровня Черного моря и ослабление верхнебосфорского течения. Уменьшение притока черноморских вод в Мраморное море сопровождается уменьшением толщины опресненного слоя, а следовательно, увеличением разности плотностей на концах пролива, что ведет к усилению нижнебосфорского течения. Таков механизм воздействия сезонных изменений материкового стока и уровня в Черном море на водообмен через Босфор по А. К. Богдановой [29]. При этом отмечается, что даже при максимальном превышении среднего месячного уровня Черного моря над уровнем Средиземного, мраморноморские воды поступают в Черное море. Пройдя Босфор, они опускаются на значительные глубины в море. В предпроливном районе эти воды наблюдаются, как правило, в придонных слоях в виде потоков толщиной 2—4 м с преобладающим направлением на северо-запад после выхода из Босфора.

Количественные оценки среднего многолетнего водообмена проводились многими авторами (см. табл. 1.1) в основном с использованием различных косвенных приемов и методов. Наиболее обстоятельные исследования вопроса о водообмене через Босфор выполнены А. К. Богдановой [29, 50]. Среди теоретических работ по расчету течений в Босфоре следует отметить гидродинамические и гидравлические модели Д. М. Толмазина [160], В. Л. Лебедева [106], В. Н. Степанова [154, 155] и др. В этих работах либо на основе решения упрощенных гидродинамических уравнений движения вод в двухслойных стратифицированных проливах с разнонаправленными течениями, либо путем использования гидравлических зависимостей делается попытка рассчитать скорости нижнебосфорского течения под влиянием силы тяжести и горизонтальных градиентов плотности вод. Одновременно моделируются условия зависимости глубины залегания поверхности раздела от глубины пролива и скорости ветра как факторов, определяющих возможность поступления нижнебосфорских вод в Черное море.

Расчетами показано, что условия запирания нижнебосфорского течения, т. е. непроникновения мраморноморских вод в Черное море не являются характерными для типовых гидрометеорологических условий бассейна. В то же время ряд ограничений при решении гидродинамических уравнений и гидравлических зависимостей, связанных с неопределенностью выбора некоторых параметров, таких, как коэффициенты расхода, турбулентной и кинематической вязкости, вертикального профиля скорости при наличии границы раздела и других, требующих исходной гидрометеорологической информации по проливу и предпроливным районам морей, делает затруднительным использование предложенных моделей для расчета водообмена через Босфор.

В связи с этим А. К. Богдановой на основе обобщения всех имевшихся материалов наблюдений в Босфоре и предпроливных районах морей были выполнены многочисленные расчеты водообмена с применением различных приемов и формул [29, 50]. В частности, используя сведения о межгодовых перепадах уровня и плотностей вод на участках смежных морей, прилегающих к проливу, она провела оценочные расчеты расходов верхнего и нижнего течений в Босфоре, по известным из гидравлики соотношению Шези и формуле напорного потока [29]. Из данных Мерца была определена связь между расходами верхнебосфорского и нижнебосфорского течений. По материалам непосредственных наблюдений в прибосфорском районе Черного моря, используя формулы смешения, ею были также проведены косвенные оценки объемов нижнебосфорских вод [50]. При этом соленость нижнебосфорской воды принималась на уровне 34—36 ‰, соленость черноморских вод в этом районе, толщина и средняя скорость потока — из данных наблюдений вне 12-мильной зоны от Босфора. Ширина потока средиземноморских вод определялась по положению изогалины 25 ‰. Кроме того, А. К. Богдановой также были выполнены расчеты нижнебосфорского течения как плотностного потока с использованием энергетического подхода М. А. Джонсона для изучения мутьевых потоков в подводных каньонах [174].

На основе осреднения материалов всех этих расчетов, используя данные о превышении уровня Черного моря над Средиземным, А. К. Богданова получила ориентировочные значения средних расходов нижнего и верхнего босфорского течений по годам за период с 1882 по 1966 гг. [29]. Эти данные до самого последнего времени являлись практически единственными сведениями о многолетней изменчивости водообмена в Босфоре.

А. К. Богданова и другие авторы определяют механизм водообмена через Босфор в тесной взаимосвязи с ходом речного стока в Черное море, который действительно является главной составляющей баланса пресных вод моря, если оценивать с точки зрения его изменчивости. При переходе к абсолютным значениям мы имеем несколько иную картину. Суммарный баланс пресных вод во взаимосвязи с водообменом через Керченский пролив и объемными колебаниями уровня моря для замыкания водного баланса бассейна должен быть равным результирующей стока вод через Босфор с обратным знаком. Между составляющими водообмена, т. е. между мощностями верхнего и нижнего потоков в Босфоре, как было показано в работах [29, 50], существует физическая нелинейная обратная связь. Отсюда появляется возможность балансовой оценки составляющих водообмена между Черным и Мраморным морями по годам за многолетний период [10].

Преобразуем уравнение (1.1), записав его в такой форме:

$$Q_{Б}^{R} = N' + Q_{К}^{R} - \Delta B_{t}, \qquad (1.14)$$

где $Q_{Б}^{R} = Q_{Б}^{в} - Q_{Б}^{н}$ — результирующий водообмен через Босфор; $Q_{К}^{R} = Q_{А} - Q_{Ч}$ — результирующий водообмен через Керченский пролив; ΔB_{t} — приращение объема моря, вычисленное по изменению уровня.

Используя данные А. К. Богдановой [29, 50] и наши косвенные оценки водообмена с помощью уточненных уравнений смешения по материалам

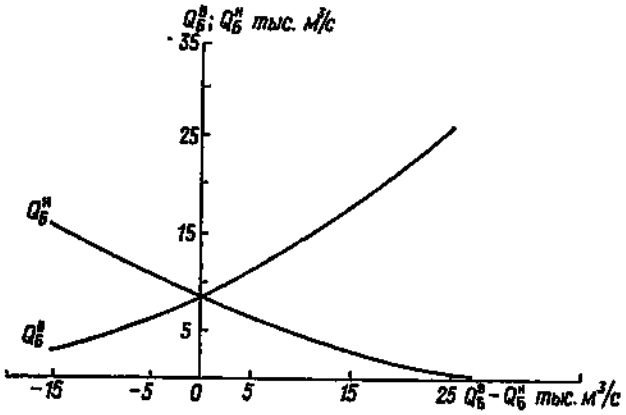


Рис. 1.5. Зависимость между разностью расходов течений через прол. Босфор и расходами его верхнего и нижнего течения (СО ГОИН).

экспедиционных наблюдений СО ГОИНа вне 12-мильной прибосфорской зоны Черного моря, сплайн-интерполяцией были построены (рис. 1.5) зависимости расходов верхне- и нижнебосфорского течений от результирующего водообмена через пролив:

$$Q_{Б}^{н} = f(Q_{Б}^{R})$$

и

$$Q_{Б}^{в} = f(Q_{Б}^{R}).$$

Предложенная балансовая схема косвенной оценки годового водообмена через Босфор позволила рассчитать ежегодные объемы вытекающих черноморских и притекающих мраморноморских вод за многолетний период (табл. 1.11). В последние годы проведена работа по анализу и увязке уровенных наблюдений на бассейне по материалам высокоточных нивелировок реперного хозяйства постов. В связи с этим данные по водообмену, опубликованные в работе [10], уточнены. Сравнение погодичных значений составляющих водообмена, приводимых А. К. Богдановой [29] и полученных нами балансовыми методами (рис. 1.6), показывает, что последние дают более сглаженную картину колебаний водообмена.

Характерные многолетние значения водообмена за рассмотренный период оказались следующими:

— отток вод из Черного моря 371 км³/год, его изменения: от 540 км³ в 1980 г. (146 % среднего) до 250 км³ в 1950 г. (67 % среднего);

— приток вод из Мраморного моря равен 176 км³/год, изменяясь от 274 км³ в 1950 г. (156 % среднего) до 96 км³ в 1980 г. (54 % среднего);

— результирующий водообмен 195 км³/год, его изменения: от 444 км³ в 1980 г. (228 % среднего) до 24 км³ в 1950 г., т. е. в 1950 г. приток вод в Черное море в среднем преобладал над оттоком.

Коэффициент вариации черноморской составляющей 0,16, мраморноморской 0,21, результирующего водообмена 0,50. Ошибка расчета среднего для черноморского потока ±2,3 %, мраморноморского ±2,7 %, результирующего ±6,5 %.

Результирующий водообмен через Босфор в многолетнем ходе имеет положительный тренд 2,2 км³/год, при трендах расходов верхнебосфорского и нижнебосфорского течений соответственно 1,4 км³/год и —0,8 км³/год.

С помощью МГУА в многолетнем ходе результирующего водообмена выявлена периодичность в 71,0; 11,2; 6,1; 3,5; 2,1 года.

Керченский пролив соединяет непосредственно Черное и Азовское моря. Длина его по прямой составляет 43 км, а по фарватеру 48 км. Ширина пролива в различных районах изменяется в широких пределах: от 3,7 до 42 км. Пролив мелководен. Наибольшие глубины при входе в пролив с Азовского и Черного морей не превышают 10,5 м на севере и 18 м на юге. К середине пролива глубины постепенно уменьшаются и на значительной площади составляют 5,5 м. Общая площадь пролива 805 км². Объем воды 4,56 км³ [4, 82].

Динамика вод в Керченском проливе и водообмен между Черным и Азовским морями изучены значительно лучше, чем в Босфоре. Как теоретически, так и на основе данных многочисленных наблюдений выявлены основные механизмы циркуляции вод и водообмена в проливе. Установлено, что главенствующая роль в формировании поля течений в проливе принадлежит ветру, господствующему над акваторией бассейна и над проливом, обусловливающему сгонно-нагонные колебания уровня на концах пролива, которые и определяют общий перенос вод через пролив. Большая изменчивость ветровых условий в сочетании со сложной морфометрией пролива приводят к многоступенчатой деформации нагонной волны в проливе и определяют сложную динамику поля течений. Динамика процессов синоптического масштаба проходит на фоне длиннопериодных колебаний, связанных с внутригодовым изменением водности бассейна (главным образом речного стока). Для узкостей пролива характерен перенос вод в одном направлении по всему поперечному сечению. Скорость течения связана с максимальными уклонами уровенной поверхности между пунктами наблюдений в проливе и предпроливных районах морей, а также с ветровыми условиями непосредственно над проливом.

Расчетами водообмена в Керченском проливе занимались многие исследователи (см. табл. 1.1). Однако использование ими разных методов расчетов приводило к разноречивости полученных данных о водообмене. В последние годы наиболее обстоятельные исследования динамики вод и водообмена в Керченском проливе проведены в Севастопольском отделении ГОИНа [4, 6, 8]. На основе разработанного эмпирико-гидродинамического метода были выведены расчетные зависи-

Таблица 1.11

Водный баланс Черного моря, км³

Год	Приход				Сумма	Расход			Сумма	Баланс пресных вод (N)	Результирующий водообмен	ΔB	ΔB_t	Невязка $\Delta B_t - \Delta B$
	$Q_р$	$Q_о$	$Q_Б^и$	$Q_А$		$Q_и$	$Q_Б^в$	$Q_ч$						
1923	342,1	223,4	185	47,5	798,0	425,8	347	33,3	806,1	139,7	—147,8	—8,1	—8,5	—0,4
1924	369,4	184,2	196	54,4	804,0	428,5	331	32,3	791,8	125,1	—112,9	12,2	12,7	0,5
1925	271,0	251,2	180	43,1	745,3	403,2	354	34,3	791,5	119,0	—165,2	—46,2	—46,5	—0,3
1926	405,8	207,3	180	63,8	856,9	414,4	356	31,4	801,8	198,7	—143,6	55,1	55,0	—0,1
1927	318,5	195,6	188	58,3	760,4	409,7	344	31,9	785,6	104,4	—129,6	—25,2	—25,4	—0,2
1928	312,5	197,8	172	55,3	737,6	359,5	373	30,6	763,1	150,8	—176,3	—25,5	—25,4	0,1
1929	318,6	184,1	192	62,3	757,0	390,2	338	24,5	752,7	112,5	—108,2	4,3	4,2	—0,1
1930	264,9	204,9	228	37,1	734,9	408,5	296	30,3	734,8	61,3	—61,2	0,1	0	—0,1
1931	371,7	279,3	158	52,7	861,7	389,3	391	31,1	811,4	261,7	—211,4	50,3	50,8	0,5
1932	378,4	223,4	135	69,4	806,2	366,1	436	20,6	822,7	235,7	—252,2	—16,5	—16,9	—0,4
1933	369,0	299,1	131	58,6	857,7	377,0	453	36,7	866,7	291,1	—300,1	—9,0	—8,5	0,5
1934	319,0	195,5	202	47,6	764,4	419,2	324	30,0	773,2	95,6	—104,4	—8,8	—8,5	0,3
1935	303,0	202,7	192	46,3	744,0	373,7	338	40,4	752,1	132,0	—140,1	—8,1	—8,5	—0,4
1936	331,9	213,9	214	47,5	807,3	408,0	314	38,6	760,6	137,8	—91,1	46,7	46,5	—0,2
1937	401,3	269,9	134	44,8	850,0	381,5	438	35,2	854,7	289,7	—294,4	—4,7	—4,2	0,5
1938	348,7	216,5	184	49,1	798,3	426,1	350	26,0	802,1	139,1	—142,9	—3,8	—4,2	—0,4
1939	313,3	316,4	174	49,5	853,2	447,9	369	35,9	852,8	181,8	—181,4	0,4	0	—0,4
1940	469,9	260,6	129	65,9	925,4	411,8	458	30,3	900,1	318,7	—293,4	25,3	25,4	0,1
1945	321,2	221,2	208	45,8	796,2	415,7	317	33,7	766,4	126,7	—96,9	29,8	29,6	0,2
1946	266,6	174,2	228	60,7	729,5	403,1	295	31,6	729,7	37,7	—37,9	—0,2	0	0,2
1947	289,5	221,6	211	53,4	775,5	427,1	316	32,5	775,6	84,0	—84,1	—0,1	0	—0,1
1948	347,9	169,9	241	62,9	821,7	483,6	283	33,7	800,3	34,2	—12,8	21,4	21,2	—0,2
1949	245,8	200,0	217	48,9	711,7	418,2	311	46,3	775,5	27,6	—91,4	—63,8	—63,5	0,3
1950	246,7	214,1	274	44,9	779,7	464,5	250	40,2	754,7	—3,7	28,7	25,0	25,4	0,4
1951	317,2	195,5	260	50,0	822,7	484,1	264	32,1	780,2	28,6	13,9	42,5	42,3	—0,2
1952	286,8	255,9	197	40,7	780,4	441,5	329	30,8	801,3	101,2	—122,1	—20,9	—21,2	—0,3
1953	331,6	202,5	231	45,0	810,1	473,3	292	27,8	793,1	60,8	—43,8	17,0	16,9	—0,1
1954	287,8	218,6	187	39,3	732,7	392,4	345	29,1	766,5	114,0	—147,8	—33,8	—33,8	0
1955	410,6	304,8	159	48,1	922,5	439,7	388	31,3	859,0	275,7	—212,2	63,5	63,5	0
1956	387,1	241,9	137	67,4	833,4	387,3	432	31,0	850,3	241,7	—258,6	—16,9	—16,9	0
1957	308,8	190,9	181	38,0	718,7	374,7	353	37,2	764,9	125,0	—171,2	—46,2	—46,5	—0,3
1958	363,1	230,5	184	49,9	827,5	389,4	350	41,5	780,9	204,2	—157,6	46,6	46,5	—0,1
1959	297,9	216,5	187	51,9	753,3	399,9	345	41,8	786,7	114,5	—147,9	—33,4	—33,8	—0,4
1960	317,6	265,1	174	59,0	815,7	383,4	367	31,5	781,9	199,3	—165,5	33,8	33,8	0
1961	275,9	260,6	207	48,5	792,0	443,6	319	33,8	796,4	92,9	—97,3	—4,4	—4,2	0,2
1962	335,0	232,7	182	47,6	797,3	402,1	352	39,5	793,6	165,6	—161,9	3,7	4,2	0,5
1963	335,6	239,3	188	60,9	823,8	428,8	342	36,3	807,1	146,1	—129,4	16,7	16,9	0,2
1964	278,7	214,1	177	50,2	720,0	373,7	361	27,3	762,0	119,1	—161,1	—42,0	—42,3	—0,3
1965	384,9	239,3	153	41,5	818,7	350,1	409	34,6	793,7	274,1	—249,1	25,0	25,4	0,4
1966	399,3	274,4	149	50,1	872,8	388,5	415	31,0	834,5	285,2	—246,9	38,3	38,1	—0,2
1967	371,7	286,5	137	40,2	835,4	398,7	431	31,4	861,1	259,5	—285,2	—25,7	—25,4	0,3
1968	314,2	304,9	159	47,7	825,8	401,3	390	30,3	821,6	217,8	—213,6	4,2	4,2	0
1969	352,7	232,5	154	50,1	789,3	360,4	406	39,8	806,2	224,8	—241,7	—16,9	—16,9	0
1970	491,6	291,1	114	49,9	946,6	368,4	495	32,1	895,5	414,3	—363,2	51,1	50,8	—0,3
1971	306,6	242,1	186	48,0	782,7	434,6	347	39,2	820,8	114,1	—152,2	—38,1	—38,1	0
1972	301,2	214,2	202	42,8	760,2	432,6	324	33,3	789,9	82,8	—112,5	—29,7	—29,6	0,1
1973	287,5	277,0	176	35,2	775,7	387,5	364	37,2	788,7	177,0	—190,0	—13,0	—12,7	0,3
1974	335,3	232,7	180	35,7	783,7	377,0	356	29,7	762,7	191,0	—170,0	21,0	21,2	0,2
1975	369,7	209,2	214	37,2	830,1	462,1	314	37,3	813,4	116,8	—100,1	16,7	16,9	0,2
1976	312,4	269,9	147	43,0	772,3	358,2	417	35,2	810,4	224,1	—262,2	—38,1	—38,1	0
1977	359,7	272,3	140	48,8	820,8	331,3	427	33,2	791,5	300,7	—271,4	29,3	29,6	0,3
1978	371,6	251,4	149	48,6	820,6	362,1	414	32,1	808,2	260,9	—248,5	12,4	12,7	0,3
1979	395,2	239,5	132	71,2	837,9	345,2	447	28,9	821,1	289,5	—272,7	16,8	16,9	0,1
1980	437,2	312,8	96	45,4	891,4	309,1	540	33,9	883,0	440,9	—432,5	8,4	8,5	0,1
1981	416,7	322,3	109	57,1	905,1	345,3	511	31,9	888,2	393,7	—346,8	16,9	16,9	0
1982	359,2	226,9	140	48,4	774,5	335,8	427	33,2	796,0	250,3	—238,8	—21,5	—21,2	—0,3
1983	280,6	231,5	162	43,1	717,2	326,8	382	34,2	742,2	186,1	—282,1	—25,0	—25,4	0,4
1984	294,6	225,6	170	38,9	729,1	319,0	375	35,3	729,3	201,1	—198,4	—0,2	0	—0,2
1985	321,2	268,6	129	44,9	763,7	289,1	458	33,8	780,9	300,8	—281,2	—17,2	—16,9	—0,3

мости, позволяющие проводить вычисления уровня, скорости течения и водообмена через пролив:

$$\Delta\zeta_1 = \frac{r\lambda\,\Delta x_l}{Cb\,[\mathrm{th}\,(\lambda h) - \lambda h]} - \frac{\lambda\tau}{\rho g}\,\frac{1 - 1/\mathrm{ch}\,(\lambda h)}{\mathrm{th}\,(\lambda h) - \lambda h}; \quad (1.15)$$

$$\overline{U} = g/\mathrm{ch}\,b; \quad (1.16)$$

$$Q_A = 0{,}64Q_p^A + 25{,}27; \quad (1.17)$$

$$Q_Ч = Q_A/(0{,}024Q_p^A + 0{,}59), \quad (1.18)$$

речного стока в Азовское море (коэффициент корреляции 0,80).

Используя выведенные расчетные зависимости, были проведены вычисления водообмена через Керченский пролив по месяцам и годам за весь период (табл. 1.11, рис. 1.7).

Средний годовой приток азовских вод в Черное море 49,8 км³ в год. Его изменения: от 71,2 км³ в 1979 г. (142 % среднего) до 35,2 км³ в 1973 г. (71 % среднего). Отток вод из Черного моря в среднем 33,4 км³ в год, изменения: от

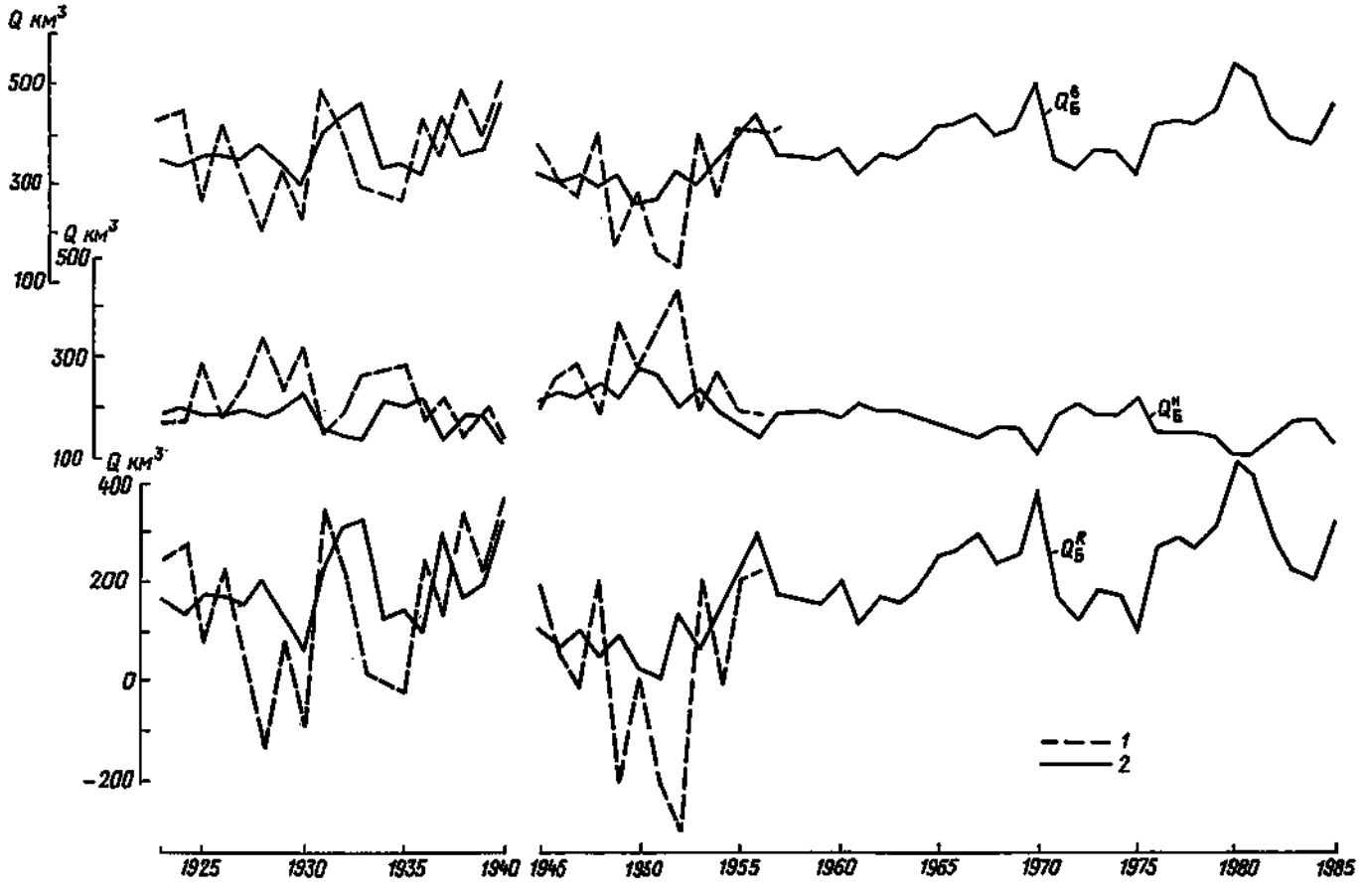


Рис. 1.6. Многолетняя изменчивость водообмена через прол. Босфор.
1 — данные по работе [29]; *2* — данные СО ГОИН.

где $\Delta\zeta_1$ — превышение уровня на одном конце пролива по сравнению с другим; r и λ — соответственно коэффициент горизонтального трения (учитывающий также инерцию) и коэффициент, учитывающий соотношение горизонтального и вертикального обмена в проливе; Δx_l — длина расчетного участка пролива; τ — тангенциальное напряжение ветра на поверхность пролива; ρ и g — соответственно плотность воды и ускорение свободного падения; C — постоянная интегрирования, определяемая заданием уровня на конце пролива; b — ширина пролива; h — средняя глубина; $\overline{U}$ — средняя скорость по сечению пролива; Q_p^A — суммарный речной сток в Азовском море.

Уравнения (1.15) и (1.16) позволяют рассчитывать скорость течения и расход воды через Керченский пролив, если известны значения уровня на концах пролива и ветер над проливом и прилегающими районами морей.

Уравнения (1.17) и (1.18) выражают эмпирическую зависимость составляющих водообмена от

46,3 км³ в 1949 г. (138 % среднего) до 20,6 км³ в 1932 г. (63 % среднего). Результирующий водообмен в среднем многолетнем 16,4 км³ в год. Его изменения: от 48,8 км³ в 1932 г. (299 % среднего) до —2,0 км³ в 1973 г.

Коэффициент вариации ряда азовской составляющей 0,17, черноморской 0,13, результирующего водообмена 0,66.

После зарегулирования стока р. Дона в 1952 г. и особенно в середине 70-х гг., когда значительно возросли безвозвратные изъятия пресных вод из бассейна Азовского моря и отмечался период естественного климатического маловодья, в режиме водообмена через Керченский пролив произошли изменения, обусловившие уменьшение его азовской и увеличение черноморской составляющих. Средний приток азовских вод в Черное море понизился до 44 км³ в год. Угловой коэффициент тренда этой составляющей —0,18, размах тренда — 9,53 км³. Эти изменения водообмена, практически не сказавшиеся на общем водном и

солевом балансе Черного моря, существенно изменили гидролого-гидрохимические условия в Азовском море и обусловили рост его солености до 14,2 ‰. В последние годы увеличение водности рек бассейна привело к некоторому восстановлению режима водообмена в Керченском проливе. Соответственно соленость Азовского моря понизилась до 11,9 ‰.

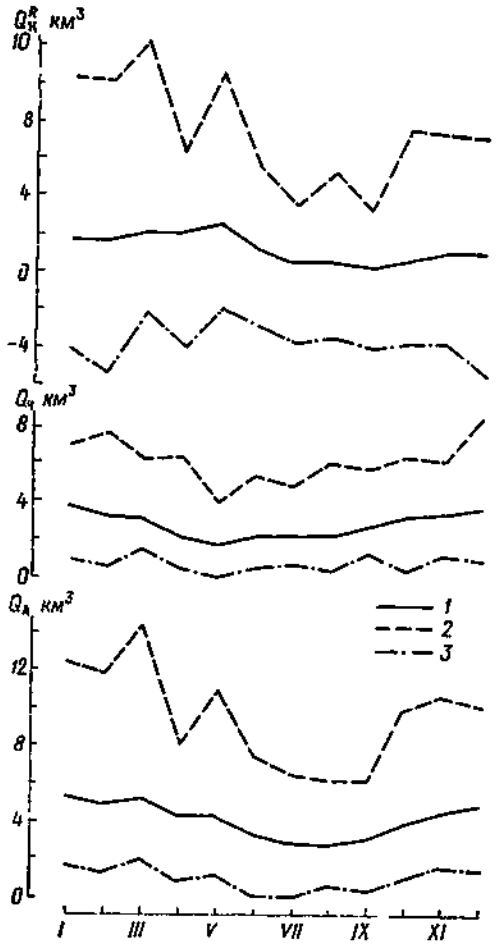


Рис. 1.7. Внутригодовая изменчивость составляющих водообмена через Керченский пролив.
1 — среднее; *2* — наибольшее; *3* — наименьшее.

С помощью МГУА в многолетнем ходе результирующего водообмена через Керченский пролив выявлены колебания с периодами 24,9; 8,4; 4,4; 3,6; 2,5 и 2,2 года.

1.1.6. Приращение объема моря

Изменения объема моря от года к году за многолетний период вычислялись через изменения среднего уровня водоема. Используя данные наблюдений за уровнем по 13 постам советского побережья Черного моря (Одесса, Хорлы, Черноморское, Евпатория, Севастополь, Ялта, Феодосия, Анапа, Новороссийск, Туапсе, Сухуми, Поти и Батуми) были рассчитаны средние уровни моря за каждый год. Как было показано [128], осредненное значение уровней по выбранным станциям с достаточной степенью точности характеризует изменчивость среднего уровня Черного моря. При переводе в объемные единицы площадь моря принималась постоянной, равной 423 000 км².

Анализ изменчивости уровня и изменений объемов вод моря за многолетний период (табл. 1.11) показал, что в ходе уровня наряду с колебаниями от года к году, достигающими 15 см (в объемных единицах 64 км³) и обусловленных разностью объемов приходящих и уходящих в море вод, имеется устойчивый положительный тренд, составивший за рассмотренный период для средних годовых значений уровня 14 см или 2,4 мм в год. Рост уровня связан, по-видимому, с общей тенденцией повышения уровня океана [88] и климатическими колебаниями речного стока. Приращение объема моря за рассмотренный период составило около 1,6 км³ в год.

Следует отметить, что первоначально при выполнении настоящей работы была сделана попытка расчета изменений объема моря на первое января каждого года путем арифметического осреднения средних месячных значений уровня за декабрь и январь. Анализ многолетней изменчивости этого ряда приращений объема выявил более значительный положительный тренд, размах колебаний которого составил 3,4 км³ в год. Этот факт означает, что во внутригодовом многолетнем ходе уровня и объема Черного моря изменения происходят с разной степенью интенсивности и тенденция в отдельные периоды даже имеет различные знаки.

1.1.7. Сводка водного баланса

Выполненные расчеты по годам всех составляющих водного баланса Черного моря позволили практически впервые для этого бассейна проанализировать многолетнюю изменчивость его водного баланса (см. табл. 1.11). Невязка расчетов в данном случае обусловлена различной точностью вычислений балансовых составляющих.

Сводка современного среднего многолетнего баланса вод Черного моря (табл. 1.12) показывает, что в среднем объем приходно-расходной части баланса равен приблизительно 801 км³ в год. Это составляет всего 0,15 % объема вод Черного моря. Если полагать, что изменения баланса активно сказываются на гидрологии лишь 200-метрового слоя моря, то объем годового баланса составит 1,16 % объема рассматриваемого слоя моря, т. е. даже в этом случае полная обновляемость вод может произойти не ранее, чем через 90 лет. За многолетний период размах изменений приходно-расходной части баланса составляет от 117 % в многоводные годы до 86 % в маловодные.

В общем балансе моря доля и значение отдельных составляющих существенно разнятся. В приходной части наиболее значительную роль играет речной сток, объем которого составляет около 42 % всех приходящих вод. Изменчивость его велика и в конечном счете (через пресноводную часть баланса) сказывается на уровне моря и водообмене через прол. Босфор.

В расходной части баланса по объему наибольшими составляющими являются испарение (49 %) и отток вод через Босфор (46 %). Однако первая из них имеет небольшую изменчивость и поэтому

Таблица 1.12

Современный водный баланс Черного моря (1923—1940, 1945—1985)

Характеристика	Приход вод					Расход вод			
	речной сток	атмосферные осадки	из Мраморного моря через Босфор	из Азовского моря через Керченский пролив	суммарный	испарение	в Мраморное море через Босфор	в Азовское море через Керченский пролив	суммарный
Среднее значение, мм	799	562	416	118	1895	935	877	79	1891
км³	338,0	237,7	176	49,8	801,5	395,6	371	33,4	800,0
%	42,2	29,6	22,0	6,2	100,0	49,4	46,4	4,2	100,0
Наибольшее, км³	492	322,3	274	71		484	540	46	
Год	1970	1981	1950	1979		1951	1980	1949	
% среднего годового	146	136	156	143		122	146	138	
Наименьшее, км³	246	170	96	35		289	250	21	
Год	1949	1948	1980	1973		1985	1950	1932	
% среднего годового	73	72	54	70		73	67	63	
Среднее квадратическое отклонение, км³	52	38	36	8		42	58	5	
Коэффициент вариации	0,15	0,16	0,20	0,16		0,11	0,16	0,14	

Примечание. Приращение объема моря, вычисленное через изменение среднего уровня, составляет 1,6 км³/год.

не может играть существенной роли в колебаниях режима моря.

С помощью МГУА в многолетнем ходе баланса вод Черного моря выявлены колебания с периодами в суммарной расходной части 18,6; 7,6; 3,7; 2,7; 2,2 года и в суммарной приходной части 12,7; 4,0 и 2,5 года.

По состоянию на конец 1985 г. общий объем безвозвратных изъятий стока рек в бассейне Черного моря (в основном в северо-западную часть) не превосходит по ориентировочным оценкам 10 % суммарного стока. Учитывая относительную многоводность последних десятилетий, следует отметить, что изъятия пресных вод до настоящего времени не сказались на балансе всего моря в целом.

Тенденция к росту среднего уровня Черного моря, отмеченная в последнее столетие, обусловила, как было показано выше, некоторое увеличение объема моря. Однако за рассмотренный период эта величина настолько мала по сравнению с общим объемом моря (менее 0,04 %), что практически баланс вод Черного моря в целом в настоящее время можно считать установившимся.

В заключение следует отметить, что уже в настоящее время влияние антропогенного фактора коснулось устьевых районов Черного моря [141], где начали происходить изменения баланса и гидрологического режима под воздействием безвозвратных изъятий речного стока. Поэтому планируемые в перспективе водохозяйственные мероприятия, связанные с дальнейшими значительными перераспределениями и изъятиями части пресного стока рек на нужды народного хозяйства, могут привести к нарушению баланса всего Черного моря в целом и изменению его режима и должны учитываться при перспективном планировании народнохозяйственных мероприятий.

1.2. СОЛЕВОЙ БАЛАНС

Расчет баланса солей — важная составная часть режимных исследований любого водоема, дающая оценку расхода и прихода солей и связанных с ними изменений солености.

Для бассейна Черного моря уравнение баланса солей в общем виде, согласно работе [12], может быть записано как

$$(Q_{\text{р}}S_{\text{р}}d_{\text{р}} + Q''_{\text{Б}}S''_{\text{Б}}d''_{\text{Б}} + Q_{\text{А}}S_{\text{А}}d_{\text{А}}) - (Q^{\text{в}}_{\text{Б}}S^{\text{в}}_{\text{Б}}d^{\text{в}}_{\text{Б}} + Q_{\text{Ч}}S_{\text{Ч}}d_{\text{Ч}}) = \Delta M, \qquad (1.19)$$

где $S_{\text{р}}$, $S''_{\text{Б}}$, $S_{\text{А}}$, $S^{\text{в}}_{\text{Б}}$, $S_{\text{Ч}}$ — соленость вод соответственно речных (минерализация), нижнебосфорских, азовских в прикерченском районе, верхнебосфорских, черноморских в прикерченском районе; $d_{\text{р}}$, $d''_{\text{Б}}$, $d_{\text{А}}$, $d^{\text{в}}_{\text{Б}}$, $d_{\text{Ч}}$ — плотность соответствующих вод; ΔM — приращение массы солей в море; $Q_{\text{р}}$, $Q''_{\text{Б}}$, $Q_{\text{А}}$, $Q^{\text{в}}_{\text{Б}}$, $Q_{\text{Ч}}$ — составляющие водного баланса.

В уравнении (1.19) не учитываются приход солей с атмосферными осадками и вынос их с поверхности моря, приход и уход солей с подземными водами и инфильтрацией вод через грунт. Сведений об этих составляющих солевого баланса Черного моря практически нет. По аналогии с другими морями можно предположить, что они относительно невелики и в среднем взаимно компенсируют друг друга. Например, для Каспийского моря оценки первой пары сделаны в работе [142]: вынос солей в атмосферу и приход их с атмосферными осадками равен в среднем $20 \cdot 10^6$ т.

Сведений о солевом балансе Черного моря в литературе мало. Имеющиеся отдельные работы [26, 29, 37, 40, 50, 51, 134] рассматривают, как правило, лишь различные стороны возможного механизма формирования солености моря как составляющей баланса. Главным итогом этих исследований является убедительное доказательство поступления в Черное море соленых средиземноморских вод и вертикальный обмен вод во всей его толще. На это прежде всего указывает относительное постоянство солености поверхностного слоя моря, несмотря на значительное распреснение его за счет суммарного воздействия речного стока и осадков, намного превышающих испарение и ежегодный вынос солей верхнебосфорским течением. Как было показано [51], для поддержания солености на уровне 18 ‰ необходимо смеше-

ние одного объема пресной воды с шестью объемами глубинной воды моря с соленостью 21 ‰. При этом смешение ежегодно распресняемых поверхностных вод с глубинными может происходить только в результате последовательного перемешивания прилегающих друг к другу слоев, что и обеспечивает постепенный вынос солей в поверхностные горизонты.

В последние годы появилась работа [109], в которой сделана попытка учета объема солей в Черном море в многолетнем плане на основе ориентировочных сведений о составляющих водного баланса моря (без учета водообмена через Босфор). Полученные результаты являются весьма приближенными и требуют уточнения.

Выполненные нами расчеты по годам за многолетний период современного водного баланса Черного моря, совместно с материалами многолетних наблюдений за соленостью моря, собранными в информационной базе регионального банка данных, послужили основой для разработки схемы расчета солевого баланса Черного моря [12].

Все расчеты баланса выполнены по годам за 1923—1940, 1945—1985 гг. В качестве входных параметров для решения уравнения (1.19) использованы данные о годовых значениях составляющих водного баланса Черного моря и солености Азовского моря из работ [5, 142], дополненные новыми расчетами. Минерализация речных вод принята постоянной, равной 0,275. Оценка этой величины получена с учетом удельного веса стока отдельных рек бассейна. В качестве еще одной константы принята соленость нижнебосфорского течения (34,9 ‰ [50]). Анализ материалов наблюдений СО ГОИНа за соленостью глубинных вод Эгейского моря в районе, прилегающем к прол. Дарданеллы, а также выводы работы [134] указывают на незначительную по сравнению с Черным морем изменчивость солености вод Эгейского моря от года к году. Отмечаемые отдельными авторами различия в характеристиках мраморноморских вод в Черном море в придонных слоях на расстоянии 12—15 миль от берега в большей мере связаны, по нашему убеждению, со сложной морфометрией дна района. Специальные исследования, включающие промеры глубины, выполненные с НИС «Я. Гаккель» 8—24 мая 1983 г., показали, что мраморноморские воды тонким слоем заполняют многочисленные ложбины дна в прибосфорском районе моря, обтекая незначительные возвышения дна. В связи с этим изменение положения судна, даже стоящего на якоре, приводит к различиям в значениях замеряемых у дна гидрологических параметров. Так, например, 8 мая при глубине места постановки судна на якорь 92 м у дна (горизонт 91 м) были зафиксированы температура воды 10 °С и соленость 27,0 ‰. С изменением направления ветра с юго-восточного на южный судно развернуло, что привело к уменьшению глубины до 88 м. При этом температура воды придонного слоя (87 м) понизилась до 8 °С, а соленость — до 19,0 ‰. В последующем ветер поменял направление на северо-восточное, судно вновь развернуло, в результате чего глубина места увеличилась до 90 м, а на горизонте наблюдений (89 м) повысились значения температуры воды до 10 °С и соленость до 26,0 ‰. При переходе на более глубокое место (94—96 м) на расстояние не более 2 миль в придонном слое были зарегистрированы температура воды 11 °С и соленость мраморноморских вод 30,0 ‰.

В связи с указанным, а также отсутствием погодичных данных и с учетом, что объем солей, вносимых мраморноморским потоком, в большей степени зависит от колебаний объема вод, чем от изменений солености, была принята соленость мраморноморских вод на уровне среднего многолетнего значения [50], и соответствующая ей плотность вод взята равной 1,028 г/см^3.

Расчетные уравнения для солености вод в Керченском проливе заимствованы из работы [7]:

$$S_A = 0{,}92C_A + 1{,}47; \qquad (1.20)$$

$$S_Ч = 0{,}16C_A + 14{,}97, \qquad (1.21)$$

где C_A — средняя соленость Азовского моря.

Плотность вод рассчитывалась [126] по формулам:

$$d = 1 + (-0{,}069 + 1{,}4708Cl - 0{,}00157Cl^2 + 0{,}0000398Cl^3) \cdot 10^{-3}; \qquad (1.22)$$

$$Cl = (S - 0{,}184)/1{,}795. \qquad (1.23)$$

Изменения плотности в зависимости от температуры не учитывались ввиду их малости.

Расчеты водного баланса за многолетний период свидетельствуют об установившемся характере водообмена, что, в свою очередь, позволяет предположить, что и обмен солями в рамках климата имеет установившийся режим. Это положение позволяет оценить среднюю многолетнюю соленость верхнебосфорского течения, используя зависимости (1.19)—(1.23) и замыкая средний многолетний баланс солей верхнебосфорской составляющей. Средняя соленость верхнебосфорского потока получена делением балансовой составляющей солесодержания на средний годовой расход верхнебосфорского течения с учетом плотности. Она оказалась равной 17,13 ‰. Реальность полученного значения подтверждается, в определенной степени, натурными измерениями солености в прибосфорском районе Черного моря [185].

Сведения о солености в интересующем нас районе содержатся в работе [11], однако приводимое там среднее значение существенно выше принятого в настоящей работе, что объясняется масштабом осреднения с привлечением данных на значительном удалении от прол. Босфор [11]. Зафиксированные экстремумы солености свидетельствуют о существенной неоднородности поверхностных вод в этом районе.

В связи с указанным обстоятельством уравнение (2) из работы [12] было уточнено (1.24). Послойным осреднением данных о солености, собранных в информационной базе, была рассчитана средняя соленость (19,48 ‰) и солесодержание слоя 0—200 м Черного моря. Соотношение средней солености верхнебосфорского течения и среднего солесодержания слоя 0—200 м использовано для расчета солености вод в прибосфорском районе за каждый год:

$$S^в_{Б_i} = 1{,}25 \cdot 10^{-5} SS_{200_{i-1}}, \qquad (1.24)$$

где $SS_{200_{i-1}}$ — солесодержание слоя 0—200 м за предыдущий год.

Таблица 1.13

Солевой баланс Черного моря по годам (млн. т) и соленость слоя 0—200 м (‰)

Год	Приход солей			Расход солей		ΔM	S_{0-200}
	с речным стоком	с нижнебосфорским течением	с азовским течением	с верхнебосфорским течением	с черноморским течением		
1923	94,2	6637,8	533,4	6001,1	561,8	702,3	19,49
1924	101,7	7032,5	598,6	5727,4	543,7	1461,6	19,51
1925	74,6	6458,4	484,8	6132,0	578,8	306,9	19,51
1926	111,7	6458,4	701,4	6168,1	528,5	575,0	19,52
1927	87,7	6745,4	623,0	5962,7	535,2	958,2	19,54
1928	86,0	6171,3	615,2	6470,0	515,7	—113,1	19,53
1929	87,9	6888,9	675,6	5862,4	411,7	1378,2	19,55
1930	72,9	8180,6	404,1	5139,2	509,4	3009,0	19,60
1931	102,3	5669,0	586,3	6803,7	524,2	—970,2	19,58
1932	104,2	4843,8	698,7	7581,3	343,4	—2277,9	19,55
1933	101,6	4700,3	593,3	7863,6	612,1	—3080,6	19,51
1934	87,9	7247,7	493,0	5611,5	501,6	1715,6	19,53
1935	83,4	6888,9	512,1	5861,4	680,4	942,6	19,54
1936	91,4	7678,3	565,0	5449,0	655,8	2229,8	19,58
1937	110,5	4807,9	532,8	7613,4	598,0	—2760,2	19,54
1938	96,0	6601,9	590,9	6071,4	442,3	775,1	19,55
1939	86,2	6243,1	615,7	6404,6	613,3	—72,9	19,55
1940	129,4	4626,5	832,6	7948,9	518,7	—2877,1	19,51
1945	88,4	6350,7	578,7	5490,1	576,9	2063,2	19,54
1946	73,4	8180,6	766,9	5116,9	540,9	3363,1	19,58
1947	79,7	7570,6	584,6	5494,8	546,7	2193,4	19,61
1948	95,8	8647,1	700,4	4928,9	568,0	3946,3	19,67
1949	67,7	7785,9	557,3	5432,4	782,5	2196,0	19,70
1950	67,9	9831,1	540,8	4373,9	684,0	5381,9	19,78
1951	87,3	9328,8	626,1	4637,1	548,9	4856,2	19,85
1952	78,9	7068,3	510,0	5799,3	526,7	1331,3	19,87
1953	91,3	8288,3	577,4	5152,1	476,8	3328,0	19,91
1954	79,2	6709,5	493,2	6102,0	497,7	682,3	19,92
1955	113,0	5704,9	622,6	6866,0	537,5	—962,9	19,91
1956	106,6	4915,5	818,1	7639,2	528,0	—2327,0	19,88
1957	85,0	6494,3	444,5	6231,7	630,7	161,4	19,88
1958	100,0	6601,9	589,3	6179,4	704,4	407,3	19,89
1959	82,0	6709,5	615,3	6093,0	709,8	604,1	19,89
1960	87,4	6243,1	712,8	6484,4	536,2	22,8	19,89
1961	75,9	7427,1	586,8	5636,4	575,4	1878,1	19,92
1962	92,2	6530,1	591,6	6227,9	674,7	311,3	19,93
1963	92,4	6745,4	730,0	6052,4	620,7	894,8	19,94
1964	76,7	6350,7	590,9	6392,8	463,2	162,4	19,94
1965	106,0	5489,6	475,3	7243,6	585,1	—1757,9	19,92
1966	109,9	5346,1	582,7	7340,5	525,2	—1827,0	19,89
1967	102,3	4915,5	478,9	7613,4	533,5	—2650,2	19,85
1968	86,5	5704,9	554,4	6875,9	513,3	—1043,4	19,84
1969	97,1	5525,5	623,1	7152,5	679,9	—1586,7	19,81
1970	135,3	4090,3	627,7	8710,3	549,2	—4406,2	19,75
1971	84,4	6673,7	609,6	6086,4	671,5	609,8	19,76
1972	82,9	7247,7	550,8	5685,5	571,4	1624,5	19,78
1973	79,1	6314,9	463,6	6395,0	640,3	—177,7	19,78
1974	92,3	6458,4	480,2	6253,7	512,7	264,6	19,78
1975	101,8	7678,3	508,1	5516,9	645,2	2126,0	19,81
1976	86,0	5274,3	612,0	7338,0	612,4	—1978,1	19,79
1977	99,0	5023,2	675,7	7503,1	575,4	—2280,6	19,75
1978	102,3	5346,1	652,4	7262,6	553,9	—1715,7	19,73
1979	108,8	4736,1	886,9	7831,6	493,8	—2593,6	19,69
1980	120,4	3444,5	563,4	9443,0	579,0	—5893,8	19,61
1981	114,7	3910,9	674,3	8897,2	541,5	—4738,7	19,54
1982	98,9	5023,2	557,5	7408,7	561,8	—2290,9	19,51
1983	77,2	5812,5	505,3	6616,7	580,0	—801,5	19,50
1984	81,1	6099,6	476,9	6491,6	602,0	—435,9	19,49
1985	88,4	4628,5	556,8	7925,8	577,2	—3229,3	19,44

Таблица 1.14

Балансовая оценка изменений солености Черного моря

Поток	Характеристика	Доля общего запаса солей, %			Годовое приращение солености, ‰		
		слой, м		все море · 10^{-1}	слой, м		все море · 10^{-1}
		100	200		100	200	
Приход солей							
Из Мраморного моря через Босфор	Среднее	0,9	0,5	0,5	0,17	0,09	0,12
	Наибольшее	1,4	0,7	0,9	0,27	0,14	0,18
	Наименьшее	0,5	0,3	0,3	0,10	0,05	0,06
Из Азовского моря через Керченский пролив	Среднее	0,09	0,04	0,05	0,016	0,009	0,012
	Наибольшее	0,11	0,06	0,07	0,021	0,011	0,015
	Наименьшее	0,05	0,03	0,03	0,010	0,005	0,007
С речным стоком	Среднее	0,01	0,007	0,008	0,002	0,0013	0,0017
	Наибольшее	0,02	0,010	0,012	0,004	0,0020	0,0026
	Наименьшее	0,01	0,005	0,006	0,002	0,0010	0,0013
Расход солей							
В Мраморное море через Босфор	Среднее	1,0	0,5	0,5	0,17	0,09	0,12
	Наибольшее	1,4	0,7	0,8	0,26	0,14	0,18
	Наименьшее	0,7	0,4	0,4	0,13	0,07	0,09
В Азовское море через Керченский пролив	Среднее	0,08	0,04	0,05	0,017	0,009	0,012
	Наибольшее	0,12	0,06	0,07	0,021	0,012	0,015
	Наименьшее	0,06	0,03	0,04	0,011	0,006	0,008

Солесодержание SS_{200_t} в текущем году рассчитывалось как сумма солесодержания за предыдущий год и приращение солей за год, полученное решением уравнения (1.19):

$$SS_{200_t} = SS_{200_{t-1}} + \Delta M_t. \qquad (1.25)$$

Рассчитанное по уравнению (1.25) солесодержание пересчитывалось в соленость отдельных слоев и всего моря в целом по формуле

$$S_t = SS_{200_t}/Bd, \qquad (1.26)$$

где SS_{200_t} — в млн. т; B — объем слоя (моря), км^3; d — плотность вод слоя (моря), г/см^3, определяемая по средней многолетней солености слоя (моря).

Расчеты составляющих солевого баланса выполнены на ЭВМ М-222. На первом шаге в качестве начального солесодержания за 1922 г. было принято среднее многолетнее значение ($1364{,}5 \times 10^3$ млн. т). Полученные с помощью уравнений (1.19)—(1.26) ряды погодичных значений солености слоя 0—200 м и ежегодного приращения солей, представлены в табл. 1.13, расчетные данные балансовой оценки изменений солености — в табл. 1.14. Эти материалы уточняют наши прежние результаты [12].

Оценка временной изменчивости составляющих солевого баланса, представленная в табл. 1.15 в виде статистических характеристик, показывает, что наиболее изменчив ряд прироста солей в море, далее следуют нижнебосфорская и верхнебосфорская составляющие.

Оценка чувствительности уравнения солевого баланса на колебания входных величин в пределах точности их определения произведена по результатам расчета для ряда составляющих водного баланса и солености, взятых с учетом ошибки определения среднего или колебаний солености ±1 ‰ при отсутствии расчетной ошибки. Анализ результатов указывает на преобладающее влияние на солевой баланс колебаний составляющих

Таблица 1.15

Статистические характеристики составляющих солевого баланса Черного моря

Характеристика	$Q_Б^н S_Б^н d_Б^н$	$Q_A S_A d_A$	$Q_р S_р d_р$	$Q_Б^в S_Б^в d_Б^в$	$Q_ч S_ч d_ч$	ΔM
Среднее статистическое, млн. т	6325,8	593,4	93,0	6484,6	567,9	—40,3
Ошибка среднего, млн. т	170,6	12,4	1,9	137,4	9,9	301,1
СКО, млн. т	1310,8	95,6	14,4	1055,0	76,1	2313,2
Ошибка СКО, млн. т	120,7	8,8	1,3	97,1	7,0	213,0
Асимметрия	0,2	0,8	0,6	0,5	0,1	—0,1
Ошибка асимметрии	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Эксцесс	0,1	0,8	0,2	—0,04	0,8	0,2
Ошибка эксцесса	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Коэффициент тренда, млн. т/год	—29,7	—0,1	0,1	26,8	0,9	—57,4
Свободный член, млн. т	7215,9	597,6	89,9	5680,9	541,2	1681,3
Размах тренда, млн. т	—1720,9	—8,2	5,9	1553,9	51,6	—3328,9
F-критерий	10,1	0,0	0,8	13,4	2,4	12,6

Примечание. СКО — среднее квадратическое отклонение.

водного баланса по сравнению с изменением солености.

Оценка изменчивости полученных рядов составляющих солевого баланса Черного моря указывает на наличие значимых трендов ($F_{крит}$ = =4,0): отрицательных для нижнебосфорского течения и результирующей баланса (ежегодного прироста солей в море); положительного — для верхнебосфорского течения.

Средние годовые значения солености слоя 0—200 м изменяются в пределах 19,44—19,94 ‰. В рассматриваемом ряду лет четко выделяются

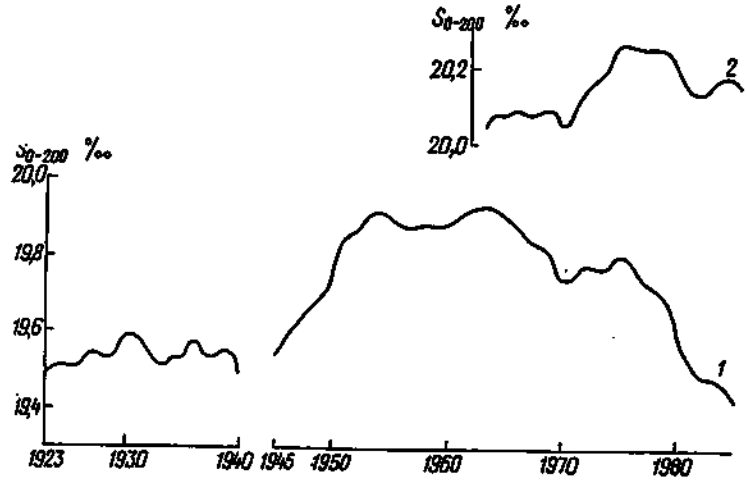


Рис. 1.8. Многолетний ход средней солености слоя 0—200 м, рассчитанный по балансовой медели (*1*) и с учетом вертикальной адвекции (*2*). $W = 10^{-2}$ см/с.

характерные периоды в изменении солености моря (рис. 1.8):

1) 1923—1940 гг. — относительно стабильные значения (19,49—19,57 ‰);

2) 1945—1954 гг. — интенсивное повышение солености от 19,54 до 19,92 ‰, связанное с относительной маловодностью периода и соответствующими изменениями в режиме водообмена через Босфор (в течение всего периода преобладал приток солей над оттоком);

3) 1955—1964 гг. — относительно стабильный ход солености при высоких ее значениях (19,87—19,94 ‰);

4) 1965—1970 гг. — рассолонение моря от 19,92 до 19,75 ‰;

5) 1971—1974 гг. — стабильные значения солености (19,76—19,78 ‰);

6) 1975—1985 гг. — интенсивное рассолонение толщи моря, связанное с повышением водности бассейна, уменьшение значений солености с 19,81 до 19,44 ‰.

Среднее значение солености 200-метрового слоя Черного моря, полученное путем балансовых расчетов, оказалось равным 19,54 ‰ и на 0,19 ‰ ниже, чем значение, рассчитанное послойным осреднением наблюденных данных, собранных в информационной базе.

Общее содержание солей в Черном море по данным расчетов составляет $11\,930 \cdot 10^3$ млн. т, из них на долю 100-метрового слоя приходится $709{,}4 \cdot 10^3$ млн. т, 200-метрового — $1364{,}5 \cdot 10^3$ млн. т.

Полученные средние многолетние характеристики современного солевого баланса Черного моря (табл. 1.16) указывают на преобладающую роль солеобмена через Босфор в формировании режима солености моря. Незначительные расхождения между приходной и расходной частями баланса (—40 млн. т) практически полностью объясняются климатическими особенностями последнего 10-летия, обусловившего увеличение баланса поступления пресных вод в море и соответствующую реакцию в режиме водо- и солеобмена через Босфор. Они могут быть отнесены к естественным колебаниям режима моря. И хотя три последних года характеризовались уменьшением притока речных вод в море, однако баланс солей и за эти годы имеет отрицательный знак. Связано это прежде всего с тем, что изменение солености моря определяется интегральным накоплением пресных вод. Коэффициент корреляции связи средней годовой солености 200-метрового слоя с интегральной величиной отклонения пресного баланса за конкретный год от среднего многолетнего его значения $\sum_{1}^{n} (N_i - \bar{N})$ высок и составляет —0,897.

В то же время соленость 200-метрового слоя Черного моря определяется колебаниями его солесодержания, происходящими под влиянием изменений составляющих баланса и за счет реакции гидроструктуры моря на распреснение (или

Таблица 1.16

Современный солевой баланс Черного моря

Характеристика	Средний		Наибольший		Наименьший	
	млн. т	%	млн. т/год	% среднего	млн. т/год	% среднего
Приход солей						
Из Мраморного моря через Босфор	6326	90,2	9831/1950	155,4	3444/1980	54,4
Из Азовского моря через Керченский пролив	593	8,5	887/1979	149,6	404/1930	68,1
С речным стоком	93	1,3	135/1970	145,2	68/1949	73,1
Итого:	7012	100,0				
Расход солей						
В Мраморное море через Босфор	6484	91,9	9443/1980	145,6	4373/1950	67,4
В Азовское море через Керченский пролив	568	8,1	782/1949	137,7	343/1982	60,4
Итого:	7052	100,0				

осолонение) его поверхностных слоев и связанного с этим усиления или ослабления вертикального обмена вод, приводящего к перераспределению солесодержания между слоями в море. Так оценка солеобмена на нижней границе слоя 0—200 м, выполненная по разности средней солености 200-метрового слоя и остальной толщи вод с учетом наибольшей скорости вертикального обмена ($W=10^{-2}$ см/с [129]) и площади слоя на горизонте 200 м изменила знак тренда ряда солености за последние 25 лет на противоположный (рис. 1.8). Более подробно механизм реакции поля солености на изменения гидроструктуры вод будет представлен в следующей главе. В то же время учет вертикального обмена в балансовой модели расчета солености объясняет наличие положительных трендов солености в слое ниже постоянного галоклина, обнаруженных по данным натурных наблюдений в последние годы [158, 163].

В целом результаты расчетов позволяют сделать заключение, что солевой баланс Черного моря в настоящее время близок к уравновешенному с некоторой тенденцией к превышению выноса солей из моря над поступлением в него.

1.3. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ МОРЯ

1.3.1. Состояние изученности

Изучению теплового баланса Черного моря посвящено большое количество работ. Первые исследования начаты в 30-х гг. Черноморской геофизической станцией в Кацивели. Результаты работ опубликованы в статье Х. К. Уланова [162], где впервые подсчитаны суточные значения всех элементов теплового баланса для района моря, прилегающего к Южному берегу Крыма. Однако полученные им значения теплового баланса нужно рассматривать как ориентировочные, так как расчеты проводились по формулам, претерпевшим в последствии существенные изменения. В это же время А. А. Дмитриевым [71] предпринята попытка составления суточного хода теплового баланса прибрежной полосы моря близ Евпатории по данным непосредственных наблюдений.

В 50-х гг. появляется ряд работ, рассматривающих отдельные составляющие теплового баланса [1, 3, 17, 30]. Из них наибольший интерес представляет статья Е. П. Барашковой [17], в которой приведен характерный для Карадага коэффициент ослабления прямой радиации, его годовой и суточный ход, а также установлен ряд эмпирических соотношений, позволяющих оценить по метеорологическим данным относительную роль поглощения и рассеяния в ослаблении радиации.

В работах, выполненных до 1957 г., использовалось значение солнечной постоянной по европейской пиргелиометрической шкале, равное 1,88 кал/(см^2·мин). В 1957 г. Международная актинометрическая комиссия на сессии в Торонто рекомендовала для обработки наблюдений 1,98 кал/(см^2·мин) по новой пиргелиометрической шкале [126] (1 кал=4,1868 Дж).

В 1959 г. в ГОИНе были выполнены расчеты составляющих теплового баланса поверхностного слоя моря по средним месячным многолетним данным. Методы расчета, результаты и выводы опубликованы в статье Ю. В. Макерова [111]. В работе использовано около 60 000 серий судовых гидрометеорологических наблюдений, выполненных с 1910 по 1953 г. Расчеты проводились по 1-градусным квадратам. Автор построил и проанализировал годовой ход теплового баланса и его составляющих в отдельных квадратах моря, а также пространственное распределение сезонных значений теплового баланса. В работе сделан вывод, что «...поверхность всего Черного моря получает тепла больше, чем отдает в атмосферу». Этот избыток поглощенного тепла в год около 167 МДж/м^2 и, по мнению автора, расходуется на таяние приносимых льдов, на прогрев вод речного стока и поступающих из Азовского моря, а также на теплообмен с Мраморным морем.

Большой вклад в изучение теплового баланса Черного моря сделал Е. В. Солянкин [143, 145, 146]. В его совместной с А. С. Осадчим работе [146] были рассмотрены географические закономерности пространственного распределения годового теплооборота. В отличие от работы [111] авторы представили численную характеристику годового теплооборота двумя путями: 1) суммированием итоговых значений теплового баланса за периоды инсоляционного натревания и охлаждения моря («внешний» теплооборот) и 2) нахождением разности между экстремальными значениями энтальпии деятельного слоя («внутренний» теплооборот). Для расчета «внешнего» теплового баланса использован тот же исходный материал и методика расчета, что и в работе [111]. В основу расчета «внутреннего» теплообмена положено свыше 10 000 наблюдений (с 20-х гг. по 1957 г.) по термике деятельного слоя.

По результатам расчетов построены годовые карты «внешнего» и «внутреннего» теплооборотов и карта разности между ними, которая может служить количественным показателем внутригодовой направленности тепловых адвективных процессов.

В это же время Я. А. Тютневым был предложен упрощенный метод расчета теплового баланса поверхности моря [161]. Этот метод прост, но полученные уравнения для расчета довольно приблизительные, поэтому рассчитанные по ним значения теплового баланса вызывают сомнение.

Инструментальные исследования составляющих баланса Черного моря проводились на НИС «Михаил Ломоносов» [167]. Полученные данные сравнивались с рассчитанными значениями, полученными Ю. В. Макеровым и Е. В. Солянкиным. Результаты мало отличаются летом и значительно — осенью.

Основным недостатком работ, выполненных в конце 50-х — начале 60-х гг., является отсутствие анализа многолетней изменчивости теплового баланса Черного моря и его составляющих. Расчеты проводились по гидрометеорологическим данным, которые в дальнейшем были уточнены и значительно дополнены.

В последние годы опубликован ряд работ Н. А. Тимофеева [78, 157] по исследованию теплового баланса Черного моря, в которых основное внимание обращено на уточнение механизмов взаимодействия моря и атмосферы, анализируются и уточняются методы климатических расчетов со-

ставляющих теплового баланса, предложены некоторые константы и зависимости для расчета переменных коэффициентов тепло- и влагообмена, наиболее близко согласующиеся с натурными данными. Эти исследования представляют значительный интерес при изучении физических процессов, связанных с теплообменом между океаном и атмосферой, но использование предложенных методик для расчета составляющих теплового баланаса по районам моря и по годам представляет трудности. Поэтому для поставленной задачи удобнее использовать методику расчета теплового баланса океанов, разработанную в ГГО, несколько изменив ее применительно к Черному морю. Как показали расчеты, конечные результаты, полученные по уточненной методике, несущественно отличаются от представленных в работе [78] по средним многолетним данным, но дают возможность составить представление о многолетней изменчивости теплового баланса моря.

1.3.2. Характеристика использованных материалов и принятая методика исследования

Основными составляющими теплового баланса Черного моря являются солнечная радиация, поглощенная морем, эффективное излучение поверхности моря, контактный теплообмен между морем и атмосферой и тепло, расходуемое на испарение или получаемое в результате конденсации. Все составляющие теплового баланса зависят от изменчивости многих гидрометеорологических факторов: температуры воды и воздуха, парциального давления водяного пара и насыщающей упругости водяного пара при солености и температуре поверхности моря, скорости ветра, количества общей и нижней облачности, прозрачности атмосферы, альбедо подстилающей поверхности, солености и плотности морской воды. Все перечисленные факторы в различной степени влияют на тепловой баланс и его составляющие и вызывают их периодические и непериодические колебания.

За какой-либо помежуток времени тепловой баланс поверхности моря, представляющий собой сумму поступлений и потерь тепла через водную поверхность, определяется из уравнения

$$S^T - Q_E^T \pm Q_к^T \pm Q_и^T = Q^T, \qquad (1.27)$$

где S^T — солнечная радиация, поглощенная морем; Q_E^T — эффективное излучение поверхности моря; $Q_к^T$ — контактный теплообмен между морем и атмосферой; $Q_и^T$ — тепло, расходуемое на испарение или получаемое в результате конденсации; Q^T — тепловой баланс поверхности моря. Знак плюс указывает, что поверхность моря получает, а знак минус — отдает тепло в атмосферу.

Согласно работе [157], такие величины, как адвективный приток тепла (холода) в море, поток тепла, расходуемый на прогрев атмосферных осадков, речного и подземного стоков пресных вод, на таяние привносимых льдов, на фотосинтез планктона и морских водорослей, а также превращение в теплоту за счет трения кинетической энергии движения воздушных и водных масс мало меняются в течение года и составляют примерно —0,4 МДж/м² за сутки.

Расчет составляющих теплового баланса проводился по методике, разработанной в ГГО [61, 62, 63, 76, 77, 126], с учетом некоторых рекомендаций, высказанных в работе [157], применительно к бассейну Черного моря.

Солнечная радиация, поглощенная морем, определялась по формуле Савинова—Онгстрема

$$S^T = S_0^T (1 - Cn)(1 - f), \qquad (1.28)$$

где S_0^T — суммарная солнечная радиация при безоблачном небе или возможная суммарная радиация; C — коэффициент ослабления суммарной солнечной радиации облаками; n — общее количество облаков в баллах; f — коэффициент отражения суммарной радиации от водной поверхности.

Эффективное излучение поверхности моря, представляющее собой разность собственного излучения водной поверхности и поглощенного ею встречного излучения атмосферы, рассчитывалось по формуле

$$Q_E^T = E_0(1 - C_E n^2), \qquad (1.29)$$

где E_0 — эффективное излучение при безоблачном небе; C_E — коэффициент, определяющий влияние облачности на эффективное излучение; n — общее количество облаков в баллах.

Контактный теплообмен между морем и атмосферой определялся по формуле В. С. Самойленко [138]

$$Q_к^T = C_к V (T_0 - T), \qquad (1.30)$$

где $C_к$ — коэффициент контактного теплообмена; V — скорость ветра; T_0 — температура воды; T — температура воздуха.

Тепло, теряемое поверхностью моря при испарении или получаемое при конденсации, вычислялось по формуле

$$Q_и^T = E\rho\alpha_w, \qquad (1.31)$$

где E — высота испаряющегося или конденсирующего слоя; ρ — плотность воды; α_w — теплота испарения.

Высота испаряющегося или конденсирующегося слоя рассчитывалась по методике В. С. Самойленко [139]:

$$E = C_и (e_0 - e) V, \qquad (1.32)$$

где $C_и$ — коэффициент испарения; e_0 — давление насыщенного водяного пара при солености и температуре воды; e — парциальное давление водяного пара; V — скорость ветра.

Коэффициенты контактного теплообмена $C_к$ и испарения $C_и$ зависят от условий стратификации температуры и парциального давления водяного пара в приводном слое атмосферы, количественной характеристикой которой может служить эффективный перепад температур $\Delta T_{эф}$:

$$\Delta T_{эф} = (T_0 - T) + 0{,}108\,(e_0 - e) \qquad (1.33)$$

Как было показано в п. 1.1.3, а также в работе [78], влияние стратификации атмосферы на турбулентный обмен существенно уменьшается с ростом скорости ветра. Практически, если скорость свыше 3—5 м/с, то стратификацией можно пренебречь при разности температуры вода—воздух менее 3—4 °С.

Для упрощения расчетов составляющих теплового баланса использовались «Океанографические таблицы» [126].

Для определения возможной суммарной радиации необходимо знать прозрачность атмосферы, о распределении которой по акватории Черного моря в настоящее время сведений недостаточно. Неизвестна также многолетняя изменчивость прозрачности в различных районах моря. Лишь в работе Л. С. Дайгота [68] приводится анализ многолетнего хода интенсивности прямой солнечной радиации на двух станциях побережья: Одесса и Никитский сад — и делается вывод, что заметная тенденция к уменьшению прямой солнечной радиации, а следовательно, и прозрачности атмосферы, прослеживается лишь в крупных промышленных центрах, а в небольших городах прозрачность атмосферы от года к году изменяется незначительно. Таким образом, для Черного моря можно определить коэффициент прозрачности, как это делалось и раньше [111, 146], по фактору мутности атмосферы, рассчитанному Е. П. Барашковой [17] для Карадага, который обычно находится под воздействием той же воздушной массы, что и все море, и имеет надежный ряд длительных наблюдений. Изменчивость коэффициента прозрачности по акватории моря составляет не более 0,02 [111].

В отличие от предыдущих работ расчеты коэффициента прозрачности над морем в зависимости от фактора мутности проведены с учетом разности значений парциального давления водяного пара над морем и на ст. Карадаг. Впервые при расчете теплового баланса Черного моря учитывалось влияние не только общей, но и нижней облачности.

В работе [61] показано, что над океаном облака пропускают на 15 % больше радиации, чем над континентом, т. е. над океаном облака прозрачнее, чем над континентом. Поскольку общая методика разрабатывалась для океана, Черное море сравнительно небольшое и расположено в глубине континента, то рассчитанные в работе [126] значения солнечной радиации согласно работе [61] были уменьшены на 15 %.

При расчетах не учитывалось наличие ледяного покрова, который в Черном море незначителен и бывает непродолжительный период. Анализ влияния ледяного покрова на каждую из составляющих баланса показал, что с допустимой степенью точности при климатических расчетах наличие льда можно не учитывать.

Все метеорологические данные приведены к горизонту наблюдений 10 м над уровнем моря. Расчеты теплового баланса и его составляющих проводились по программам, составленным для ЭВМ М-222. Предварительно проведено районирование моря с учетом физико-географических условий и количества данных, имеющихся по каждому району. Выделены пять районов: северо-западный, западный, северо-восточный, восточный и юго-восточный (рис. 1.9). В качестве реперных для каждого района отобраны прибрежные станции с наиболее длинными рядами наблюдений (Одесса, Севастополь, Анапа, Туапсе, Батуми). Климатические показатели в пределах годового цикла на данных станциях, согласно работе [152], близки к аналогичным показателям прилегающих районов моря, поэтому для восстановления многолетних рядов метеорологических элементов в районах открытого моря был применен метод модульных коэффициентов.

Метеорологические характеристики, необходимые при расчете теплового баланса, взяты из «Справочника по климату Черного моря» [152] и по расчетам лаборатории гидрологических проблем СО ГОИНа.

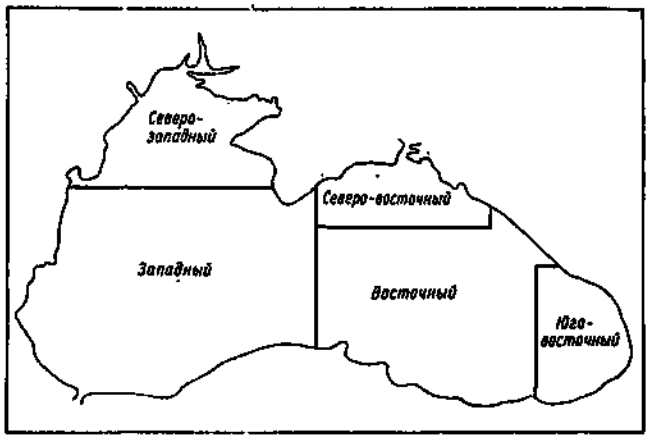


Рис. 1.9. Районирование Черного моря для расчета теплового баланса.

Гидрологические характеристики (температура, соленость и плотность поверхностного слоя воды) получены путем обобщения данных [11], занесенных в региональный банк глубоководной гидрологической информации Черного и Азовского морей [54].

1.3.3. Сводка теплового баланса

По 95 условным квадратам ($40 \times 60'$ [11]) Черного моря рассчитаны месячные и годовые значения теплового баланса и его составляющих на единицу площади, осредненные за многолетний период.

Для пяти районов Черного моря определены месячные и годовые значения теплового баланса и его составляющих по годам за период с 1951 по 1985 г. Затем проведено осреднение полученных значений по всему морю в целом с учетом площадей районов (табл. 1.17).

Окончательная сводка теплового баланса Черного моря представлена в табл. 1.18. Основной источник поступления тепла в море — поглощенная солнечная радиация. Кроме того, тепло в море приходит с контактным теплообменом в весенне-летний период, но значения его малы по сравнению с солнечной радиацией.

Расходная часть баланса состоит из эффективного излучения, потерь тепла на испарение и контактного теплообмена (большую часть года), причем вклад отдельных составляющих в суммарное значение теплопотерь различен. Так, с первыми двумя составляющими море теряет 91 % тепла и всего 9 % — с контактным теплообменом.

Годовая невязка между приходом и расходом тепла равна $26 \cdot 10^{12}$ МДж по всему морю или 62,6 МДж/м^2, что составляет 1,3 % приходной части. Полученный избыток тепла тратится на отмеченные выше неучтенные составляющие рас-

Таблица 1.17

Месячные и годовые значения теплового баланса и его составляющих, МДж/м²

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
						1951							
S^T	157,3	225,6	328,7	474,4	621,3	642,7	635,8	570,2	444,8	305,6	175,5	138,3	4720,2
Q_E^T	—163,9	—153,2	—102,0	—128,5	—172,5	—173,3	—197,2	—196,7	—223,7	—241,4	—149,4	—185,2	—2087,0
$Q_к^T$	—75,9	—36,8	13,4	10,3	3,6	—3,7	—26,4	—22,9	—72,4	—201,8	—46,3	—116,5	—575,4
$Q_и^T$	—152,3	—118,9	—44,0	—43,7	—137,2	—226,1	—362,1	—314,5	—477,0	—562,5	—169,2	—220,3	—2827,8
Q^T	—234,8	—83,3	196,1	312,5	315,2	239,6	50,1	36,1	—328,3	—700,1	—189,4	—383,7	—770,0
						1952							
S^T	161,6	200,0	341,3	498,8	603,5	643,2	635,5	557,7	440,5	315,8	187,5	147,0	4732,4
Q_E^T	—145,4	—120,3	—139,1	—183,5	—175,6	—181,3	—184,2	—196,3	—181,2	—190,0	—172,7	—157,1	—2026,7
$Q_к^T$	—35,5	—36,0	—35,6	—34,5	—20,6	—15,3	—3,5	—30,4	—2,7	—28,8	—73,5	—55,7	—372,1
$Q_и^T$	—174,3	—165,7	—144,1	—149,0	—127,2	—182,7	—257,2	—316,2	—278,2	—234,3	—266,2	—220,6	—2515,7
Q^T	—193,6	—122,0	22,5	131,8	280,1	263,9	190,6	14,8	—21,6	—137,3	—324,9	—286,4	—182,1
						1953							
S^T	142,6	186,7	360,3	478,3	622,3	645,7	650,9	575,1	442,6	319,4	191,9	154,4	4770,2
Q_E^T	—149,4	—115,5	—181,0	—134,5	—164,6	—170,7	—195,8	—202,2	—213,9	—233,4	—227,2	—212,3	—2200,5
$Q_к^T$	—111,3	—56,9	—69,0	7,4	13,7	0,5	—3,2	—22,6	—58,1	—97,1	—201,7	—135,3	—733,6
$Q_и^T$	—217,4	—189,6	—152,8	—63,6	—93,1	—167,6	—303,0	—323,6	—382,5	—348,3	—337,8	—195,6	—2774,9
Q^T	—335,5	—175,3	—42,5	287,6	378,3	307,9	148,9	26,7	—211,9	—359,4	—574,8	—388,8	—938,8
						1954							
S^T	134,1	211,3	344,6	487,7	608,5	643,7	644,4	575,5	443,9	312,4	188,5	140,0	4734,6
Q_E^T	—176,9	—186,5	—129,7	—152,4	—140,0	—171,8	—205,2	—201,1	—185,6	—206,8	—183,4	—202,0	—2141,4
$Q_к^T$	—183,3	—143,6	1,3	1,4	14,0	—0,6	—20,7	—19,5	—9,6	—50,7	—68,9	—120,3	—600,5
$Q_и^T$	—190,3	—132,9	—72,8	—51,7	—63,7	—160,4	—304,1	—359,5	—342,1	—223,5	—223,9	—273,5	—2398,4
Q^T	—416,4	—251,7	143,4	285,0	418,8	310,9	114,4	—4,6	—93,4	—168,6	—287,7	—455,8	—405,7
						1955							
S^T	148,4	196,0	346,2	456,4	616,0	646,2	626,0	556,2	436,8	305,3	165,3	129,5	4628,3
Q_E^T	—142,3	—97,2	—158,7	—126,9	—158,5	—191,9	—184,3	—191,8	—197,0	—185,3	—191,2	—165,5	—1990,6
$Q_к^T$	—61,2	2,6	—40,8	—5,1	14,0	—25,2	—19,0	—32,3	—31,1	—30,9	—179,6	—127,3	—535,9
$Q_и^T$	—188,8	—114,6	—102,2	—68,6	—87,6	—195,3	—286,2	—331,6	—370,6	—220,4	—371,2	—282,6	—2619,7
Q^T	—243,9	—13,2	44,5	255,8	383,9	233,8	136,5	0,5	—161,9	—131,3	—576,7	—445,9	—517,9

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
						1956							
S^T	139,9	213,2	341,0	487,9	606,6	636,5	638,8	578,0	435,3	308,6	151,5	137,9	4674,6
Q_E^T	—135,8	—182,9	—160,8	—129,1	—157,7	—155,3	—190,7	—207,0	—207,7	—197,9	—163,7	—177,4	—2066,0
$Q_к^T$	—86,1	—155,7	—66,6	25,5	7,4	3,7	—12,6	—23,0	—61,6	—45,6	—153,9	—96,9	—664,9
$Q_н^T$	—179,4	—201,1	—156,0	—32,6	—85,7	—81,4	—220,7	—307,2	—357,8	—195,1	—288,4	—169,8	—2275,2
Q^T	—262,0	—326,5	—42,4	351,7	370,6	403,5	214,8	40,8	—191,3	—130,0	—454,5	—306,2	—331,5
						1957							
S^T	146,6	212,1	370,4	475,6	569,1	660,4	650,6	577,2	421,1	320,7	181,1	130,8	4715,7
Q_E^T	—159,2	—111,0	—177,5	—127,1	—129,3	—166,3	—203,1	—196,0	—166,5	—202,0	—179,8	—143,4	—1961,2
$Q_к^T$	—90,6	6,0	—38,8	11,8	7,6	12,6	—12,0	—9,1	—11,3	—41,4	—78,0	—73,4	—316,6
$Q_н^T$	—140,7	—62,2	—134,9	—31,8	—51,2	—126,9	—353,5	—327,5	—276,1	—226,2	—198,8	—186,4	—2116,2
Q^T	—243,9	44,9	19,2	328,5	396,2	379,8	82,0	44,6	—32,8	—148,9	—275,5	—272,4	321,7
						1958							
S^T	150,5	201,6	332,9	457,5	624,0	626,4	636,1	574,8	429,8	321,9	194,1	142,4	4692,0
Q_E^T	—138,8	—95,3	—130,9	—112,1	—155,9	—150,0	—182,8	—197,7	—201,7	—220,5	—212,3	—139,4	—1937,4
$Q_к^T$	—53,1	19,3	—23,2	15,4	17,0	—6,3	—1,4	—15,1	—54,6	—69,3	—105,8	—23,8	—300,9
$Q_н^T$	—150,6	—80,4	—112,6	—28,9	—90,3	—181,4	—233,6	—258,2	—346,1	—298,9	—208,4	—144,7	—2134,1
Q^T	—192,0	45,2	66,2	331,9	394,8	288,7	218,3	103,8	—172,6	—266,8	—332,8	—165,5	319,6
						1959							
S^T	148,7	196,8	362,2	486,4	576,6	651,7	641,6	567,1	385,6	301,3	169,4	130,1	4617,5
Q_E^T	—118,9	—165,0	—166,2	—133,9	—141,0	—170,5	—184,7	—197,4	—170,7	—211,7	—158,5	—114,8	—1933,3
$Q_к^T$	—33,8	—136,3	—24,8	9,2	2,5	2,7	2,9	—22,4	—72,9	—78,4	—84,7	—25,2	—461,2
$Q_н^T$	—161,5	—212,6	—90,8	—65,9	—56,9	—138,8	—282,5	—356,9	—361,2	—216,5	—203,9	—104,4	—2251,9
Q^T	—165,5	—317,1	80,4	295,8	381,2	345,1	177,3	—9,6	—219,2	—205,3	—277,7	—114,3	—28,9
						1960							
S^T	138,1	194,2	367,3	466,2	585,1	644,9	632,1	545,7	425,5	315,5	192,9	155,6	4663,1
Q_E^T	—105,2	—125,2	—180,4	—134,5	—127,3	—171,8	—185,6	—176,8	—197,3	—176,1	—167,1	—162,1	—1909,4
$Q_к^T$	—19,9	—53,0	—55,1	6,7	10,0	2,5	—10,0	—16,4	—62,8	—5,3	—45,6	—19,5	—268,4
$Q_н^T$	—123,9	—111,4	—113,9	—36,0	—78,5	—170,6	—257,3	—313,6	—392,5	—213,0	—179,5	—162,2	—2152,4
Q^T	—110,9	—95,4	17,9	302,4	389,3	305,0	179,2	38,9	—227,1	—78,9	—199,3	—188,2	332,9
						1961							
S^T	162,1	211,5	342,2	497,0	595,9	641,1	642,1	575,6	429,3	312,1	162,0	122,4	4693,2
Q_E^T	—196,2	—152,1	—143,4	—136,1	—139,8	—164,8	—205,9	—209,2	—209,6	—187,5	—138,5	—151,5	—2034,6
$Q_к^T$	—130,8	—72,9	—13,5	16,2	10,3	1,7	—29,7	—32,8	—69,3	—38,2	—60,1	—119,7	—538,8
$Q_н^T$	—214,5	—156,1	—110,2	—52,1	—68,0	—137,8	—325,8	—414,6	—381,1	—204,2	—178,9	—231,9	—2475,2
Q^T	—379,4	—169,6	75,1	325,0	398,4	349,2	80,7	—81,0	—230,7	—117,8	—215,5	—380,7	—355,3

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
						1962							
S^T	159,9	193,1	317,1	502,9	626,0	651,8	637,6	577,2	441,6	315,9	190,9	115,0	4729,0
Q_E^T	—170,1	—125,6	—97,2	—150,1	—160,3	—180,0	—184,8	—201,0	—206,5	—171,7	—160,6	—152,5	—1960,4
$Q_к^T$	—68,6	—56,4	9,7	14,0	13,9	0,3	—4,1	—16,2	—42,4	—9,3	—27,1	—140,1	—326,3
$Q_н^T$	—160,3	—154,2	—91,0	—66,7	—84,7	—169,8	—248,9	—341,5	—289,8	—169,7	—159,8	—295,0	—2231,4
Q^T	—239,1	—143,1	138,6	300,1	394,9	302,3	199,8	18,5	—97,1	—34,8	—156,6	—472,6	210,9
						1963							
S^T	128,0	200,6	306,8	422,1	616,8	649,1	641,8	580,4	431,6	311,7	197,2	132,5	4618,6
Q_E^T	—172,5	—107,6	—136,8	—108,6	—153,6	—182,3	—193,7	—179,3	—185,2	—189,7	—187,1	—170,8	—1967,2
$Q_к^T$	—216,3	—16,3	—61,4	5,3	11,5	—7,2	—12,1	0,4	—22,5	—36,7	—61,1	—132,2	—548,6
$Q_н^T$	—252,9	—126,0	—147,1	—5,8	—63,3	—209,3	—335,4	—303,6	—292,3	—226,6	—246,4	—254,7	—2463,4
Q^T	—513,7	—49,3	—38,5	313,0	411,4	250,3	100,6	97,9	—68,4	—141,3	—297,4	—425,2	—360,6
						1964							
S^T	158,2	202,3	327,3	480,5	550,7	643,5	641,4	558,7	440,8	327,2	182,0	151,2	4663,8
Q_E^T	—220,2	—124,5	—118,1	—131,8	—119,7	—164,5	—189,6	—197,2	—206,5	—204,0	—174,3	—162,7	—2015,1
$Q_к^T$	—172,3	—31,2	—7,8	15,0	6,9	9,4	—4,8	—37,2	—40,7	—32,2	—86,9	—32,3	—414,1
$Q_н^T$	—209,4	—87,1	—49,8	—68,8	—34,7	—154,5	—290,8	—305,6	—303,9	—229,8	—220,9	—150,7	—2106,0
Q^T	—443,7	—40,5	151,6	294,9	403,2	333,9	156,2	18,7	—108,3	—142,8	—300,1	—194,5	128,6
						1965							
S^T	174,7	208,3	360,0	448,4	619,4	644,0	631,5	563,7	443,8	314,3	154,2	124,2	4686,5
Q_E^T	—177,2	—157,0	—158,3	—119,0	—161,4	—154,6	—190,0	—192,7	—210,9	—244,3	—121,1	—103,8	—1990,3
$Q_к^T$	—38,1	—89,4	—8,6	4,3	0,7	8,1	—18,7	—22,4	—43,1	—120,0	—50,5	—9,9	—387,6
$Q_н^T$	—136,6	—155,1	—68,6	—39,9	—88,6	—101,5	—246,3	—292,7	—309,2	—317,2	—193,5	—142,2	—2091,4
Q^T	—177,2	—193,2	121,5	293,8	370,1	396,0	176,5	55,9	—119,4	—367,2	—210,9	—131,7	217,2
						1966							
S^T	138,6	212,1	338,7	454,4	619,6	631,4	642,7	568,5	440,0	326,2	189,8	136,4	4698,4
Q_E^T	—107,7	—108,8	—122,1	—121,4	—168,3	—174,2	—186,0	—191,4	—213,4	—192,9	—162,1	—166,2	—1914,5
$Q_к^T$	—27,6	7,6	6,9	—14,6	8,3	—14,8	3,2	—14,7	—56,7	—8,0	—46,8	—86,0	—243,2
$Q_н^T$	—121,1	—71,0	—102,0	—15,1	—128,5	—146,0	—229,0	—281,3	—343,2	—214,0	—160,2	—245,0	—2056,4
Q^T	—117,8	39,9	121,5	303,3	331,1	296,4	230,9	81,1	—173,3	—88,7	—179,3	—360,8	484,3
						1967							
S^T	136,6	231,7	360,0	486,6	613,2	647,1	640,6	566,4	434,2	322,8	176,9	125,0	4741,1
Q_E^T	—154,4	—188,0	—166,5	—145,7	—150,0	—170,8	—201,5	—198,1	—198,4	—214,7	—188,3	—157,0	—2133,4
$Q_к^T$	—140,7	—89,3	—27,8	7,5	12,5	—5,0	—26,4	—24,0	—37,8	—41,0	—109,8	—112,7	—594,5
$Q_н^T$	—245,5	—157,7	—104,9	—69,0	—58,5	—128,0	—348,9	—281,2	—317,8	—218,2	—257,1	—260,1	—2446,9
Q^T	—404,0	—203,3	60,8	279,4	417,2	343,3	63,8	63,1	—119,8	—151,1	—378,3	—404,8	—433,7

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
						1968							
S^T	127,9	217,4	370,4	512,4	635,8	650,8	641,8	548,0	407,8	301,2	174,3	136,6	4724,4
Q_E^T	—130,0	—143,7	—159,2	—141,7	—162,3	—192,0	—189,2	—179,0	—174,4	—214,1	—156,0	—193,6	—2035,2
$Q_к^T$	—124,1	—29,3	—5,3	19,4	15,6	—22,7	—4,0	—20,4	—37,0	—83,2	—53,6	—137,8	—482,4
$Q_н^T$	—238,0	—107,0	—102,8	—72,6	—108,9	—210,0	—243,7	—218,9	—350,9	—269,8	—132,2	—246,5	—2301,3
Q^T	—364,2	—62,6	103,1	317,5	380,2	226,1	204,9	129,7	—154,5	—265,9	—167,5	—441,3	—94,5
						1969							
S^T	165,4	220,1	346,1	462,5	612,4	645,9	617,1	578,3	440,9	325,1	202,1	132,6	4748,5
Q_E^T	—211,1	—148,0	—143,6	—109,5	—153,2	—162,9	—171,9	—201,6	—204,2	—224,6	—168,1	—143,7	—2042,4
$Q_к^T$	—154,3	—49,0	—21,9	19,9	13,9	9,6	—11,4	—13,9	—41,2	—69,4	—14,0	—66,5	—398,2
$Q_н^T$	—202,6	—127,3	—97,2	—26,8	—82,9	—174,2	—234,9	—254,0	—338,3	—292,5	—168,8	—166,7	—2166,2
Q^T	—402,6	—104,2	83,4	346,1	390,2	318,4	198,4	108,8	—142,8	—261,4	—148,8	—244,3	141,7
						1970							
S^T	150,1	200,3	359,1	503,7	606,4	645,5	642,8	565,5	441,4	306,9	183,4	120,0	4725,1
Q_E^T	—139,7	—100,4	—139,1	—110,4	—160,9	—176,6	—190,0	—210,7	—213,4	—189,1	—160,0	—156,3	—1946,6
$Q_к^T$	—41,5	—3,0	—3,0	34,0	5,1	—5,0	—1,1	—48,9	—48,2	—43,6	—40,1	—115,6	—310,9
$Q_н^T$	—137,9	—108,2	—101,1	—3,3	—115,8	—131,1	—272,6	—369,6	—309,6	—264,4	—171,6	—203,2	—2187,8
Q^T	—169,0	—11,3	115,9	424,0	334,8	332,8	179,1	—63,1	—129,8	—190,2	—188,3	—355,1	279,8
						1971							
S^T	171,3	196,8	337,4	497,4	622,8	649,0	633,0	567,9	435,0	311,3	174,1	121,0	4717,0
Q_E^T	—159,7	—119,1	—120,0	—152,0	—184,5	—168,0	—147,0	—186,5	—193,1	—215,2	—145,6	—154,3	—1945,0
$Q_к^T$	—26,3	—44,8	—3,7	6,0	—12,5	—3,4	17,8	—8,0	—28,1	—80,5	—41,8	—124,2	—349,5
$Q_н^T$	—131,0	—148,3	—84,7	—91,7	—127,2	—159,4	—133,3	—390,6	—257,8	—287,6	—169,2	—243,3	—2224,1
Q^T	—145,7	—115,4	129,0	259,7	298,6	318,2	370,5	—17,2	—44,0	—272,0	—182,5	—400,8	198,4
						1972							
S^T	176,1	240,7	384,9	498,1	620,9	643,9	635,1	562,6	408,5	293,8	186,2	147,1	4797,9
Q_E^T	—231,8	—176,0	—175,0	—116,6	—168,4	—183,1	—187,9	—195,6	—166,0	—192,5	—173,3	—205,2	—2171,4
$Q_к^T$	—162,5	—49,7	—11,6	26,5	2,0	—17,7	—10,2	—30,2	—26,4	—65,3	—63,6	—128,3	—537,0
$Q_н^T$	—208,8	—105,8	—114,0	—2,9	—73,3	—250,0	—309,8	—358,6	—274,9	—288,6	—222,3	—212,8	—2421,8
Q^T	—427,0	—90,8	84,3	405,1	381,2	193,1	127,2	—21,8	—58,8	—252,6	—273,0	—399,2	—332,3
						1973							
S^T	159,4	206,6	356,8	471,5	608,2	644,5	631,4	563,3	444,0	306,2	174,8	150,1	4716,8
Q_E^T	—193,0	—97,5	—150,4	—120,6	—166,9	—183,1	—185,0	—198,8	—203,5	—163,4	—184,7	—180,0	—2026,9
$Q_к^T$	—115,6	14,6	—2,5	12,5	—3,9	—11,7	—10,9	—31,2	—35,1	—9,2	—125,8	—62,6	—381,4
$Q_н^T$	—148,7	—70,0	—85,8	—19,5	—101,3	—146,8	—234,3	—282,8	—262,0	—176,3	—251,6	—187,4	—1966,5
Q^T	—297,9	53,7	118,1	343,9	336,1	302,9	201,3	50,5	—56,6	—42,7	—387,4	—279,9	342,0

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
						1974							
S^T	152,2	218,1	381,1	475,5	613,8	652,8	640,9	572,9	437,6	328,4	189,7	137,3	4795,3
Q_E^T	—177,9	—126,3	—158,8	—142,2	—158,9	—163,2	—190,9	—191,9	—199,4	—183,5	—192,2	—154,4	—2039,6
$Q_к^T$	—108,0	—5,2	6,1	3,9	8,1	8,5	—5,3	—10,7	—33,0	—0,5	—87,3	—60,0	—283,4
$Q_н^T$	—141,6	—81,7	—67,0	—46,3	—96,2	—104,8	—209,5	—345,4	—317,0	—198,6	—219,3	—158,1	—1985,5
Q^T	—275,3	4,9	161,4	290,9	366,8	393,3	235,2	24,9	—111,8	—59,2	—309,1	—235,2	486,8
						1975							
S^T	161,1	224,2	379,7	482,5	621,5	659,1	642,4	577,3	437,2	299,0	190,3	147,3	4821,6
Q_E^T	—167,6	—175,3	—151,3	—113,8	—200,0	—174,4	—192,1	—214,3	—188,3	—195,8	—183,3	—205,7	—2161,9
$Q_к^T$	—66,0	—91,2	10,3	20,7	—43,1	8,5	—6,4	—38,7	—13,8	—66,0	—75,2	—128,1	—489,0
$Q_н^T$	—163,3	—181,6	—85,1	—39,6	—145,2	—169,3	—384,1	—408,6	—335,8	—307,8	—192,8	—229,3	—2642,5
Q^T	—235,8	—223,9	153,6	349,8	233,2	323,9	59,8	—84,3	—100,7	—270,6	—261,0	—415,8	—471,8
						1976							
S^T	140,8	236,1	366,2	508,7	626,0	648,7	634,9	545,3	415,4	297,6	179,4	146,3	4745,4
Q_E^T	—130,9	—222,3	—155,6	—148,4	—179,3	—202,0	—190,6	—184,6	—190,8	—211,9	—159,2	—140,5	—2116,1
$Q_к^T$	—71,1	—156,4	—7,8	11,1	—2,4	—44,3	—11,7	—33,1	—48,2	—98,3	—49,0	—74,5	—585,7
$Q_н^T$	—157,8	—186,6	—197,3	—34,9	—99,9	—262,8	—257,7	—246,3	—241,1	—276,2	—129,9	—187,9	—2278,4
Q^T	—219,0	—329,2	5,5	336,5	344,4	139,6	174,9	81,3	—64,7	—288,8	—158,7	—256,6	—234,8
						1977							
S^T	176,7	214,7	350,2	457,5	603,6	641,4	633,7	569,1	431,7	317,9	193,0	149,5	4739,0
Q_E^T	—216,3	—87,0	—149,4	—107,3	—145,1	—145,2	—189,7	—194,3	—198,2	—217,6	—156,4	—212,2	—2018,7
$Q_к^T$	—117,9	19,9	—11,7	14,9	9,4	11,3	—18,1	—27,3	—44,8	—68,4	—18,0	—136,6	—387,3
$Q_н^T$	—176,2	—49,5	—70,9	—22,5	—46,1	—38,4	—217,8	—318,2	—281,7	—227,4	—195,6	—209,0	—1853,3
Q^T	—333,7	98,1	118,2	342,6	421,8	469,1	208,1	29,3	—93,0	—195,5	—177,0	—408,3	479,7
						1978							
S^T	164,7	207,3	331,8	481,5	618,0	645,8	636,3	—562,1	426,5	322,2	202,2	122,9	4721,3
Q_E^T	—185,5	—96,2	—104,4	—141,6	—170,0	—164,4	—182,7	—190,0	—186,7	—222,8	—225,4	—157,8	—2027,5
$Q_к^T$	—102,6	4,2	17,5	6,5	—3,2	6,5	—8,8	—20,4	—32,2	—61,7	—107,3	—130,5	—432,0
$Q_н^T$	—149,3	—96,3	—44,8	—59,9	—132,1	—99,6	—256,0	—245,6	—283,9	—239,3	—246,3	—218,0	—2071,1
Q^T	—272,7	19,0	200,1	286,5	312,7	388,3	188,8	106,1	—76,3	—201,6	—376,8	—383,4	190,7
						1979							
S^T	153,0	203,5	352,8	480,6	614,4	658,7	627,5	569,5	430,2	293,7	190,7	137,2	4711,8
Q_E^T	—132,9	—132,8	—124,1	—142,2	—150,6	—183,1	—192,9	—180,0	—187,3	—212,7	—170,1	—159,3	—1968,0
$Q_к^T$	—35,1	—58,9	8,9	—6,2	11,7	0,0	—39,5	—3,3	—24,5	—108,9	—54,6	—80,5	—390,9
$Q_н^T$	—131,1	—141,4	—49,7	—84,8	—50,9	—243,2	—289,2	—204,7	—222,0	—325,5	—174,2	—196,5	—2113,3
Q^T	—146,2	—129,6	187,9	247,4	424,6	232,4	105,9	181,5	—3,6	—353,4	—208,4	—299,1	239,6

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
						1980							
S^T	155,6	206,9	326,3	465,9	595,8	643,4	644,0	571,1	421,7	318,3	167,9	136,0	4653,5
Q_E^T	—175,2	—135,3	—117,6	—125,7	—136,2	—162,1	—181,3	—217,1	—172,6	—194,9	—144,4	—150,0	—1912,4
Q_K^T	—103,4	—31,1	—5,4	8,6	10,1	9,3	—5,6	—49,1	—14,9	—20,6	—62,4	—54,1	—318,6
Q_H^T	—168,9	—81,7	63,1	—29,2	—39,1	—90,0	—178,7	—356,3	—184,6	—159,6	—169,0	—162,9	—1683,1
Q^T	—291,9	—41,2	140,2	319,6	430,6	400,6	278,4	—50,8	49,6	—56,8	—207,9	—231,0	739,4
						1981							
S^T	149,0	214,0	350,2	481,4	615,7	658,0	639,9	582,8	430,6	319,8	175,7	135,5	4752,6
Q_E^T	—132,2	—130,3	—146,8	—147,4	—159,1	—173,3	—183,8	—206,9	—183,7	—199,8	—169,1	—125,0	—1957,4
Q_K^T	—50,9	—27,3	—12,1	—3,7	10,0	6,5	1,6	—31,0	—19,4	—27,0	—85,2	—19,5	—258,0
Q_K^T	—170,0	—126,0	—75,2	—56,6	—60,9	—83,5	—198,6	—318,9	—227,3	—205,3	—245,2	—172,3	—1939,8
Q^T	—204,1	—69,6	116,1	273,7	405,7	407,7	259,1	26,0	0,2	—112,3	—323,8	—181,3	597,4
						1982							
S^T	165,5	233,7	359,7	479,2	629,9	653,2	618,6	572,7	422,1	325,8	216,4	154,4	4851,2
Q_E^T	—183,9	—185,3	—162,7	—122,7	—155,6	—180,3	—172,4	—175,4	—208,1	—228,1	—237,2	—177,8	—2189,5
Q_K^T	—95,7	—79,6	—26,3	11,7	13,3	—1,8	—65,6	—18,7	—36,7	—71,6	—83,7	—50,9	—505,6
Q_H^T	—162,1	—141,6	—95,1	—10,9	—54,9	—164,2	—187,3	—198,4	—279,8	—284,6	—181,2	—159,1	—1919,2
Q^T	—276,2	—172,8	—75,6	357,3	432,7	306,9	193,3	180,2	—82,5	—258,5	—285,7	—233,4	236,9
						1983							
S^T	160,0	226,4	384,3	494,7	620,9	645,0	630,3	561,2	443,1	321,3	195,1	155,9	4838,2
Q_E^T	—164,8	—145,4	—160,9	—134,2	—152,1	—171,6	—178,2	—187,2	—202,4	—218,0	—206,4	—197,3	—2118,5
Q_K^T	—79,1	—26,3	8,9	10,1	12,7	1,2	—3,9	—18,0	—29,4	—55,0	—101,5	—65,8	—346,1
Q_H^T	—158,4	—117,8	—77,9	—42,7	—123,9	—138,9	—186,2	—218,6	—277,1	—223,8	—230,7	—140,0	—1936,0
Q^T	—242,3	—63,1	154,4	327,9	357,6	335,7	262,0	137,4	—65,8	—175,5	—343,5	—247,2	437,6
						1984							
S^T	162,3	224,6	335,2	463,5	627,8	654,1	634,5	564,3	445,8	316,6	193,8	156,2	4778,7
Q_E^T	—136,3	—157,0	—121,3	—122,6	—152,6	—180,3	—181,0	—202,4	—193,2	—205,7	—207,8	—227,8	—2088,0
Q_K^T	—16,6	—35,8	—2,5	6,4	9,7	—1,7	—3,7	—33,9	—12,3	—46,9	—102,5	—132,3	—372,1
Q_H^T	—103,0	—89,8	—66,5	—37,6	—46,8	—158,0	—200,9	—256,3	—220,2	—225,9	—215,7	—199,7	—1820,4
Q^T	—93,6	—58,0	144,9	309,7	438,1	314,1	248,9	71,7	20,1	—161,9	—332,2	—403,6	498,2

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
1985													
S^T	154,8	176,1	362,8	476,6	624,9	640,0	631,3	574,5	419,3	304,4	190,9	145,9	4701,5
Q_E^T	—150,0	—164,2	—163,6	—113,3	—145,2	—168,1	—174,3	—191,0	—181,8	—190,3	—176,4	—189,1	—2007,3
$Q_к^T$	—54,7	—139,6	—17,4	14,6	10,4	—1,7	—2,4	—4,5	—34,6	—38,0	—59,6	78,7	—406,2
$Q_и^T$	—121,8	—126,3	—44,7	3,5	—15,1	—114,1	—178,4	—235,9	—219,2	—165,7	—172,5	—131,2	—1521,4
Q^T	—171,7	—254,0	137,1	381,4	475,0	356,1	276,2	143,1	—16,3	—89,6	—217,6	—253,1	766,6
Средние 1951—1985													
S^T	153,5	210,4	350,9	478,7	611,2	646,6	636,7	567,9	432,2	313,2	183,7	138,4	4723,4
Q_E^T	—161,5	—138,8	—144,9	—131,1	—156,5	—172,2	—187,1	—195,4	—194,9	—204,4	—175,8	—167,2	—2029,8
$Q_к^T$	—87,7	—49,3	—14,9	8,9	5,7	—2,4	—11,1	—22,9	—37,4	—55,7	—77,3	—87,8	—431,9
$Q_и^T$	—168,3	—125,1	—94,9	—44,8	—83,4	—154,8	—258,8	—304,5	—305,8	—249,6	—210,1	—199,0	—2199,1
Q^T	—264,0	—102,8	96,2	311,7	377,0	317,2	179,7	45,1	—105,9	—196,5	—279,5	—315,6	62,6
СКО													
S^T	13,8	14,5	19,0	19,0	17,9	7,2	7,4	9,5	13,0	9,6	13,8	11,6	56,4
Q_E^T	31,2	33,0	22,7	16,3	16,4	11,8	10,7	10,3	14,6	19,0	25,7	28,4	83,8
$Q_к^T$	50,8	50,7	23,0	12,1	11,7	12,0	14,3	11,7	18,5	39,3	41,3	41,7	123,5
$Q_и^T$	37,0	41,3	35,5	30,1	32,9	50,1	59,1	56,2	60,3	72,2	52,2	46,3	292,4
Q^T	105,0	112,8	64,1	49,9	49,4	67,7	72,5	65,9	81,0	126,5	106,8	113,2	427,6
Асимметрия													
S^T	—0,15	0,06	—0,12	—0,57	—1,58	—0,32	—0,60	—0,76	—1,58	—0,43	—0,32	—0,13	0,23
Q_E^T	—0,34	—0,43	0,36	—0,78	—0,10	—0,06	1,12	0,05	0,28	—0,06	—0,47	—0,08	—0,44
$Q_к^T$	—0,59	—0,67	—0,85	—1,16	—2,44	—1,42	—1,58	—0,20	—0,17	—1,41	—1,14	0,34	—0,48
$Q_и^T$	—0,57	—0,21	—0,73	—1,01	—0,10	—0,10	—0,18	0,06	—0,35	—2,27	—1,11	—0,16	—0,09
Q^T	—0,46	—0,33	—0,72	—0,65	—0,77	—0,30	0,14	0,03	—0,46	—1,75	—1,11	—0,33	—0,44
Эксцесс													
S^T	—0,78	—0,40	—0,62	0,44	2,38	0,58	0,48	—0,08	2,72	—0,95	—0,00	—1,08	—0,20
Q_E^T	—0,55	—0,64	—0,87	0,94	0,29	0,13	3,28	—0,52	—0,80	—0,55	—0,07	—0,45	—0,94
$Q_к^T$	—0,48	—0,49	—0,14	3,06	6,79	2,32	4,17	—0,33	—0,80	3,24	1,27	—1,33	—0,69
$Q_и^T$	—0,46	—0,76	0,27	2,02	—0,96	—0,23	—0,65	—0,79	0,18	7,47	1,30	—0,81	—0,25
Q^T	—0,68	—0,72	—0,23	3,28	0,56	0,12	—0,27	—0,61	—0,01	4,78	0,99	—0,10	—0,76

Таблица 1.18

Средний годовой тепловой баланс поверхности Черного моря, 10^{12} МДж

Характеристика	Приход		Расход			
	солнечная радиация	итого	эффективное излучение	контактный теплообмен	потери тепла при испарении	итого
Средний	1998	1998	859	183	930	1972
%	100	100	43,6	9,3	47,1	100
СКО	24		35	52	124	
Наибольший/год	2052/1982		931/1953	310/1953	1196/1951	
% среднего	103		108	169	129	
Наименьший/год	1953/1959		808/1960	103/1966	644/1985	
% среднего	98		94	56	69	

ходной части теплового баланса: адвективный приток тепла или холода в море, тепло, расходуемое на прогрев атмосферных осадков, речного и подземного стоков пресных вод, на таяние приносимых льдов и т. д.

1.3.4. Пространственная изменчивость

Для характеристики пространственной изменчивости теплового баланса построены месячные и годовые карты распределения теплового баланса (рис. 1.10—1.12).

По знаку теплового баланса все море можно разделить на две зоны: северную, с отрицательным тепловым балансом и южную с положительным (рис. 1.12). Нулевая изолиния проходит примерно по 43,5° с. ш., отклоняясь на западе к северу, а на востоке к югу. В целом по морю изолинии теплового баланса имеют широтное направление с наибольшими положительными значениями на юге и отрицательными на севере. В северо-западном и северо-восточном районах изолинии замыкаются вокруг областей с высокими отрицательными значениями баланса. Широтное расположение изолиний указывает на преобладающее влияние на тепловой баланс поглощенной солнечной радиации, изменения которой происходят в меридиональном направлении. Следующее по значимости влияние на тепловой баланс оказывает испарение, поэтому расположение экстремумов на картах распределения теплового баланса повторяет расположение экстремумов на карте потерь тепла на испарение. А последняя хорошо согласуется с распределением скорости ветра в Черном море, что еще раз подтверждает важную роль в изменении баланса трансформации воздушных масс.

Наибольшие потери тепла отмечаются в северо-западном районе ближе к м. Тарханкут, где годовые значения баланса опускаются до —1700 МДж/м², и в северо-восточном районе вблизи Кавказского побережья, где потери тепла составляют более 3000 МДж/м². В указанных районах отмечаются максимальные глубины проникновения вертикальной конвекции вод моря.

Контактный теплообмен по акватории моря изменяется меньше, чем значения потерь тепла на испарение. Так, если последние составляют более 2600 МДж/м² (от —4048 МДж/м² в районе Новороссийска до —1407 МДж/м² в районе Самсуна), то контактный теплообмен изменяется по площади моря лишь на 1114 МДж/м² (от —1280 МДж/м² в районе Новороссийска до —166 МДж/м² в районе Самсуна).

Еще меньше меняются по площади моря потери тепла эффективным излучением, наименьшие значения которых составляют 1953 МДж/м² в юго-западной части моря и 1949 МДж/м² на юге восточной части моря, а наибольшие отмечаются в районе Каркинитского залива (2392 МДж/м²) и Новороссийска (2345 МДж/м²), т. е. изменения эффективного излучения по морю находятся в пределах 500 МДж/м².

1.3.5. Внутригодовая изменчивость

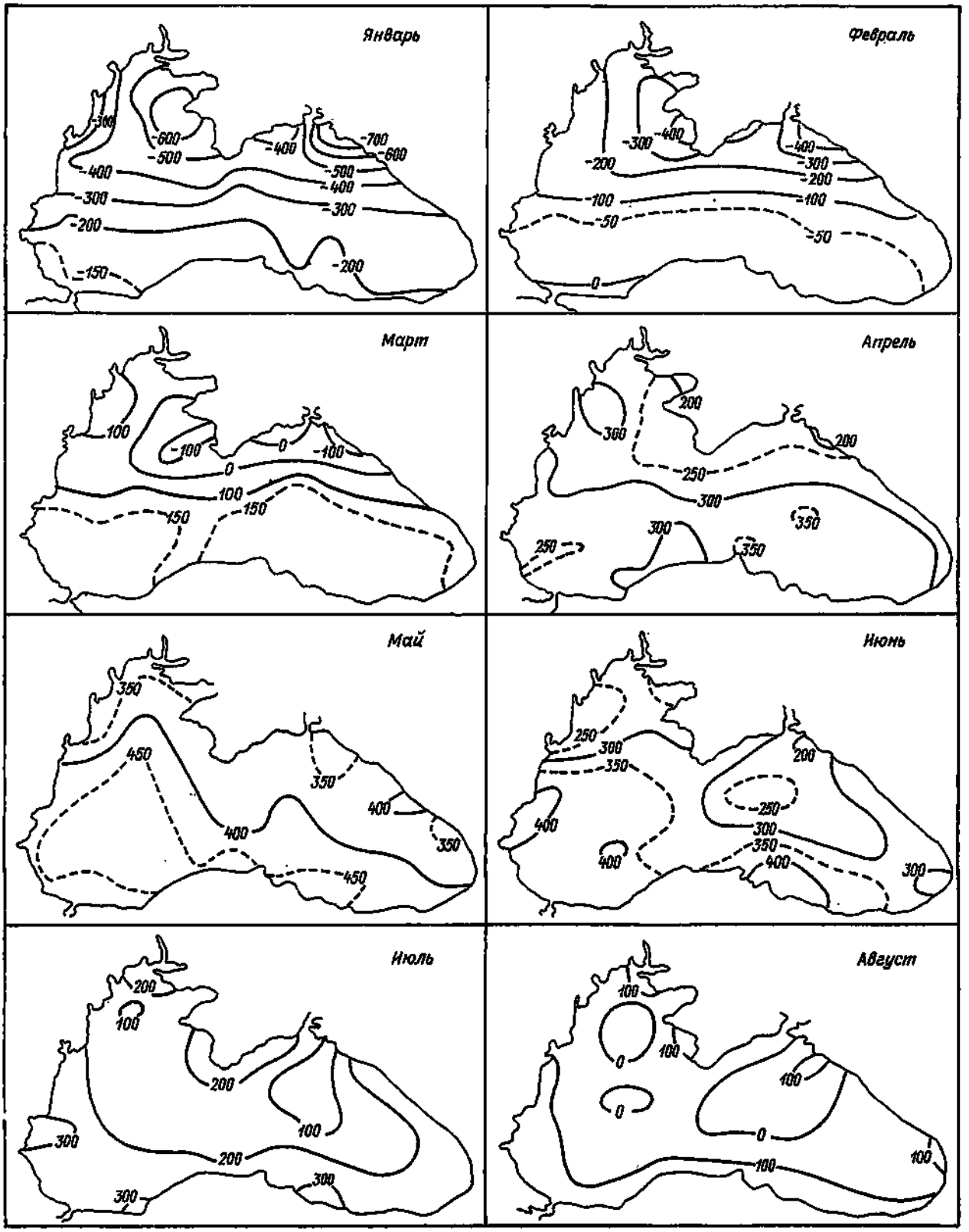
Внутригодовые изменения теплового баланса (рис. 1.13) имеют четко выраженную периодичность, определяемую в основном изменениями в течение года поглощенной солнечной радиации, колебания которой вызваны сезонными изменениями склонения Солнца.

Периодичность в изменениях эффективного излучения, контактного теплообмена и потерь тепла на испарение связана с сезонными колебаниями гидрометеорологических элементов.

Максимальных значений поглощенная солнечная радиация достигает в июне, когда приход солнечной радиации наибольший и невелика облачность. Минимальные значения поглощенной солнечной радиации отмечаются в декабре, когда наименьший приход солнечной радиации.

Потери тепла с испарением наименьшие в апреле, что является результатом небольших скоростей ветра по всему морю. В весенний период наблюдается положительный теплообмен между морем и атмосферой. Однако приход тепла в море с контактным теплообменом незначителен. В дальнейшем по мере прогревания водных масс разность температуры воды и воздуха постепенно уменьшается и более теплое море начинает отдавать тепло в атмосферу. Максимальная теплоотдача моря атмосфере в зимнее время, причем теплопотери пропорциональны изменению географической широты. Общее увеличение контактного теплообмена с востока на запад может быть объяснено тем, что основной перенос воздушных масс над Черным морем происходит с запада на восток [3].

Контактный теплообмен между морем и атмосферой и потери тепла на испарение находятся в большой зависимости от такой изменчивой характеристики, как скорость ветра, поэтому эти составляющие теплового баланса резко меняются от


Январь
-300
-600
-500
-400
-700
-600
-500
-400
-300
-200
-150
-200
Февраль
-300
-400
-200
-400
-300
-200
-100
-100
-50
-50
0
Март
100
-100
0
0
-100
100
150
150
Апрель
200
300
200
250
300
350
300
250
350
Май
350
450
350
400
400
350
450
Июнь
250
300
350
200
250
400
300
350
400
400
300
Июль
200
100
200
100
300
200
300
300
Август
100
0
100
100
0
0
100
100

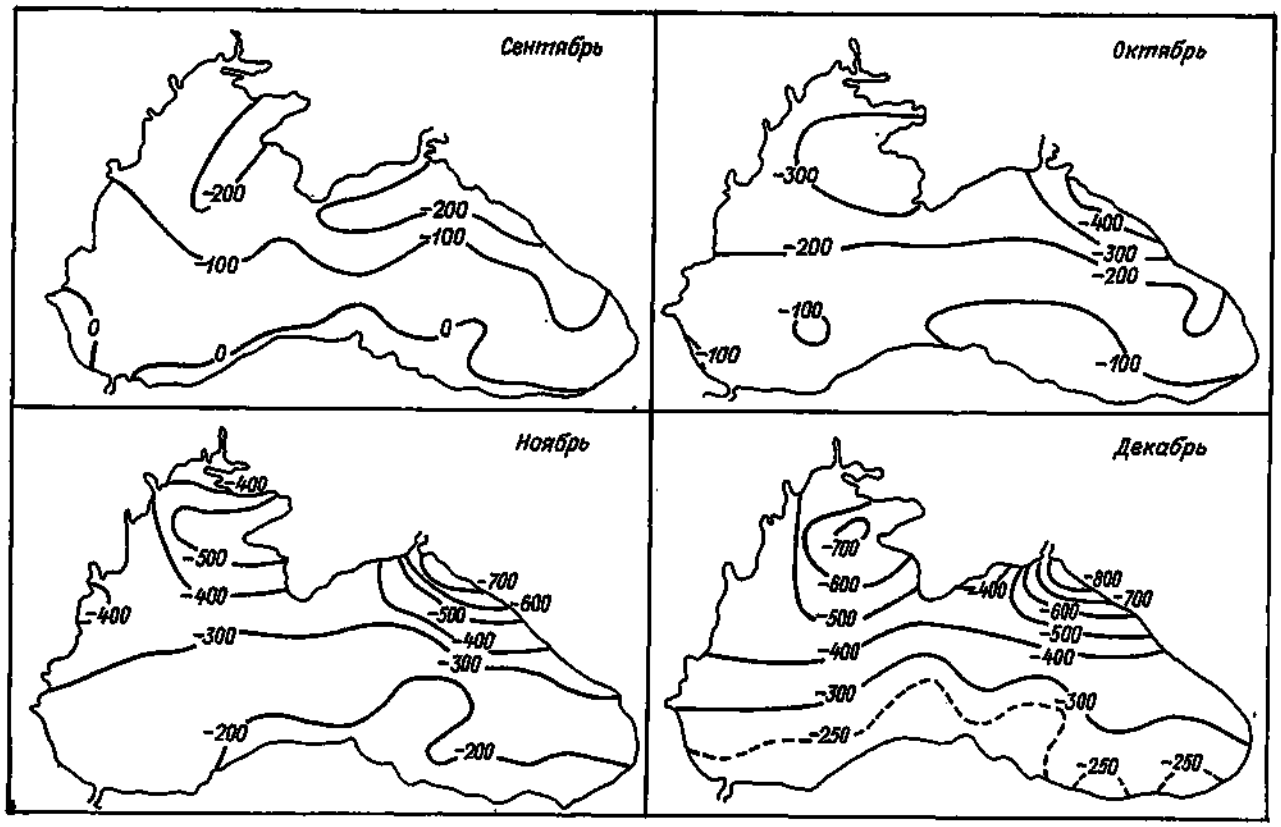


Рис. 1.10. Распределение среднего месячного теплового баланса поверхностного слоя, МДж/м².

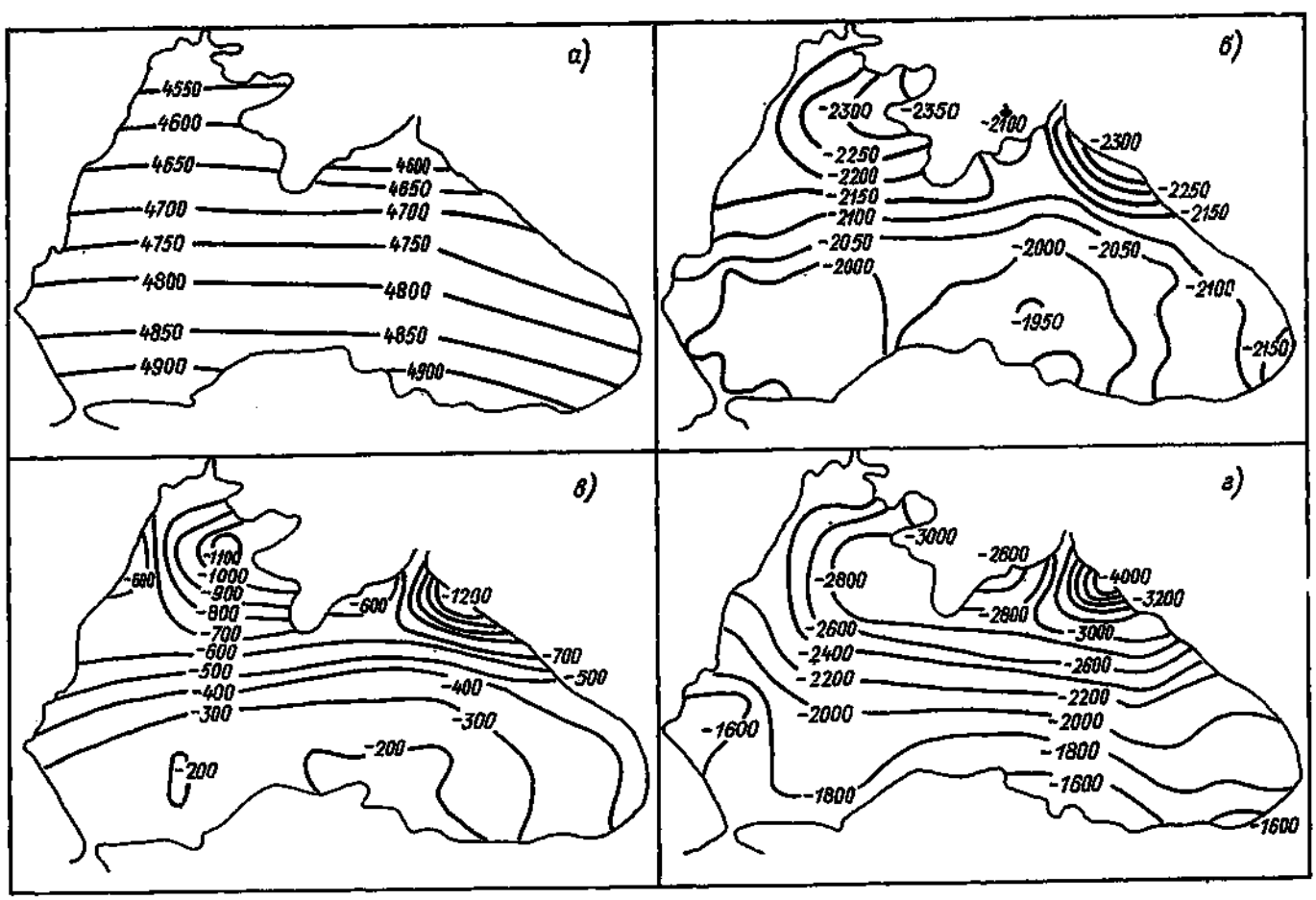


Рис. 1.11. Среднее годовое распределение составляющих теплового баланса, МДж/м².
а — солнечная радиация; *б* — эффективный теплообмен; *в* — контактный теплообмен; *г* — потери тепла на испарение.

месяца к месяцу синхронно с внутригодовыми колебаниями скорости ветра.

Потери тепла эффективным излучением в течение года изменяются меньше, чем остальные составляющие, поэтому влияние их на годовой ход теплового баланса минимальное.

Максимальных значений результирующий тепловой баланс достигает в мае, минимальных — в декабре—январе.

Весной, когда солнечная радиация растет, испарение уменьшается, а осенью, когда количество

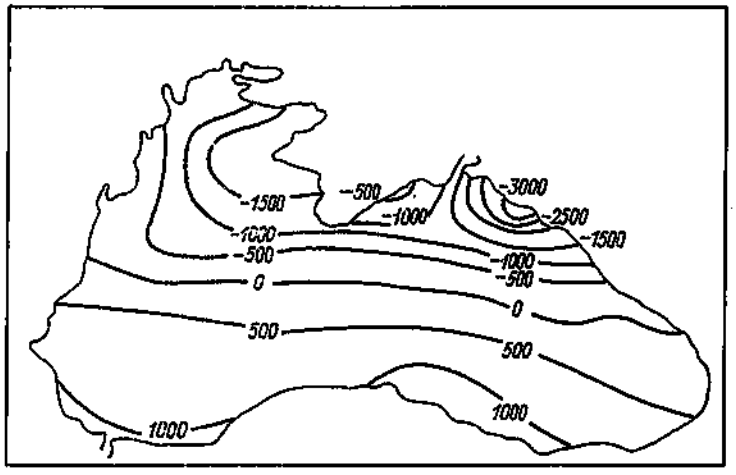


Рис. 1.12. Тепловой баланс поверхностного слоя Черного моря за год, МДж/м².

солнечной радиации уменьшается, испарение увеличивается. Это приводит к тому, что ранней весной и осенью изменения теплового баланса от месяца к месяцу становятся более резкими [111].

Сравнение полученного в данной работе годового хода теплового баланса с тепловым балансом, представленным в работе [78], показало, что, несмотря на разные методы расчета, различия невелики. Заметные расхождения отмечаются в летние и зимние месяцы и незначительные — весной и осенью. Хотя максимум и минимум годового хода результирующего теплового баланса, рассчитанного по методике Н. А. Тимофеева, смещен относительно экстремумов, полученных в настоящей работе, на один месяц, но даты перехода результирующего теплового баланса через ноль совпадают. Следует также отметить, что приводимые в работе [78] исходные данные, особенно по ветру, требуют существенного уточнения. Как уже указывалось (см. п. 1.1.3), скорость ветра над Черным морем за последние 30 лет имеет значимую тенденцию к снижению. Поэтому расхождения в скоростях ветра за период до и после 1966 г. в работе [78] объясняются не фактическим повышением скорости, а изменившимися условиями наблюдений за ветром в открытом море с более крупнотоннажных судов, менее подверженных капризам погоды и осуществляющим плавание при штормовых ветрах, а также увеличением высоты измерения ветра над поверхностью моря. Последнее обстоятельство учитывается косвенно при расчетах баланса с помощью эмпирических коэффициентов.

Годовой ход теплового баланса и его составляющих по различным районам и морю в целом схожи. Различие состоит лишь в абсолютных значениях теплового баланса и датах их перехода через ноль от отрицательных к положительным значениям и обратно. В северо-западном и северо-восточном районах максимальные за год средние месячные значения теплового баланса составляют 342,3 и 326,3 МДж/м² — соответственно, а в за-

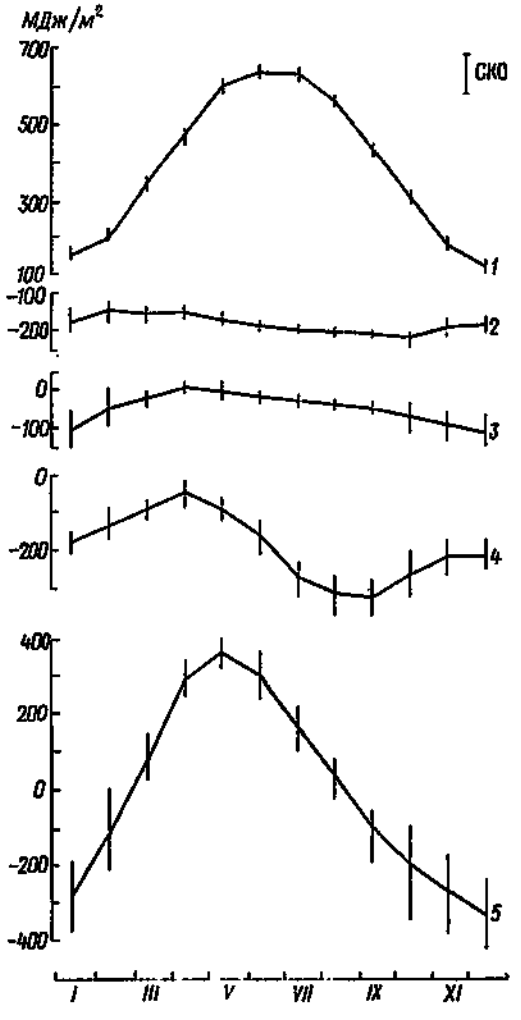


Рис. 1.13. Внутригодовой ход средних месячных значений суммарной солнечной радиации (*1*), эффективного излучения (*2*), контактного теплообмена (*3*), потерь тепла на испарение (*4*) и результирующего теплового баланса (*5*). СКО — среднее квадратическое отклонение.

падном, восточном и юго-восточном районах — 397,9, 371,4 и 380,1 МДж/м². Минимальные средние месячные значения теплового баланса в северных районах составляют —452,0 и —475,4 МДж/м², а в южных — —282,5, —289,7 и —250,2 МДж/м². В северных районах переход к положительным значениям баланса происходит 10—20 марта, а к отрицательным — 10—15 августа. В южных районах период с положительным тепловым балансом несколько больше — от 23—28 февраля до 23—28 августа.

1.3.6. Многолетняя изменчивость

В данной работе впервые для Черного моря был проведен расчет теплового баланса и его со-

ставляющих по годам за период 1951—1985 гг. по районам и морю в целом (см. табл. 1.17). По рассчитанным значениям построены графики многолетнего хода (рис. 1.14).

Основной источник поступления тепла в море — солнечная радиация по годам изменяется мало, так как поток ее к Земле постоянен, а колебания прозрачности атмосферы и количества облачности, от которой она в основном зависит, от года к году незначительны. При среднем многолетнем для всего моря значении поглощенной солнечной радиации, равном $1998 \cdot 10^{12}$ МДж в год, разница между наибольшими и наименьшими средними годовыми ее значениями составляет всего $99 \cdot 10^{12}$ МДж (см. табл. 1.18).

Эффективное излучение, контактный теплообмен и потери тепла на испарение составляют расходную часть теплового баланса. Эффективное излучение и потери тепла на испарение имеют один порядок, но размах колебаний последней от года к году больше. Кривая многолетнего хода контактного теплообмена между морем и атмосферой повторяет кривую потерь тепла на испарение, но с меньшим размахом.

Многолетняя изменчивость теплового баланса по районам различна. В северных районах колебания теплового баланса больше, так как здесь резче изменения исходных гидрометеорологических характеристик. В южных районах, особенно в юго-восточном, гидрометеорологические процессы более сглажены и межгодовая изменчивость составляющих теплового баланса меньше. Средние квадратические отклонения (СКО), рассчитанные по месяцам для каждой составляющей, показаны на рис. 1.13. В холодную половину года межгодовая изменчивость месячных значений теплового баланса больше, чем в теплую.

Статистическая достоверность присутствия линейного тренда многолетних рядов теплового баланса и его составляющих оценивалась с помощью критерия Фишера [75]. Оценка производилась для всего моря и для отдельных районов по месячным и годовым значениям.

Анализ результатов статистической обработки многолетних рядов годовых значений теплового баланса и его составляющих с 1951 по 1980 г., проведенный в работе [65], не показал заметных трендов. При увеличении ряда на пять лет (до 1985 г.) выявились значимые положительные тренды теплового баланса как всего моря, так и отдельных его районов. Вероятность гипотезы присутствия тренда превышает 99 %. Положительные тенденции обнаружены также в годовых значениях контактного теплообмена и потерь тепла при испарении, что связано с отрицательной тенденцией в скорости ветра над морем. Так, например, в Одессе размах тренда за период 1950—1985 гг. составил —2 м/с. Отрицательные тренды в скорости ветра обнаружены на станциях Севастополь, Анапа, Туапсе, Батуми.

Проверка на наличие тренда многолетних рядов остальных исходных метеорологических характеристик, необходимых для расчета теплового баланса и его составляющих, показала отсутствие линейных трендов.

Оценить антропогенное влияние на тепловой баланс Черного моря изменений прозрачности атмосферы над морем в настоящее время не представляется возможным из-за отсутствия регулярных наблюдений.

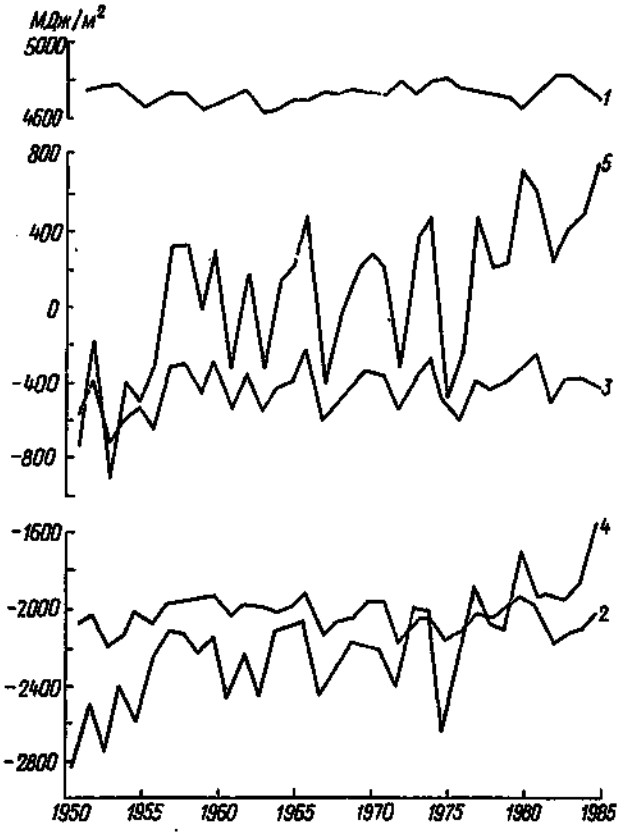


Рис. 1.14. Многолетний ход средних месячных значений солнечной радиации (*1*), эффективного излучения (*2*), контактного теплообмена (*3*), потерь тепла на испарение (*4*) и результирующего теплового баланса (*5*).

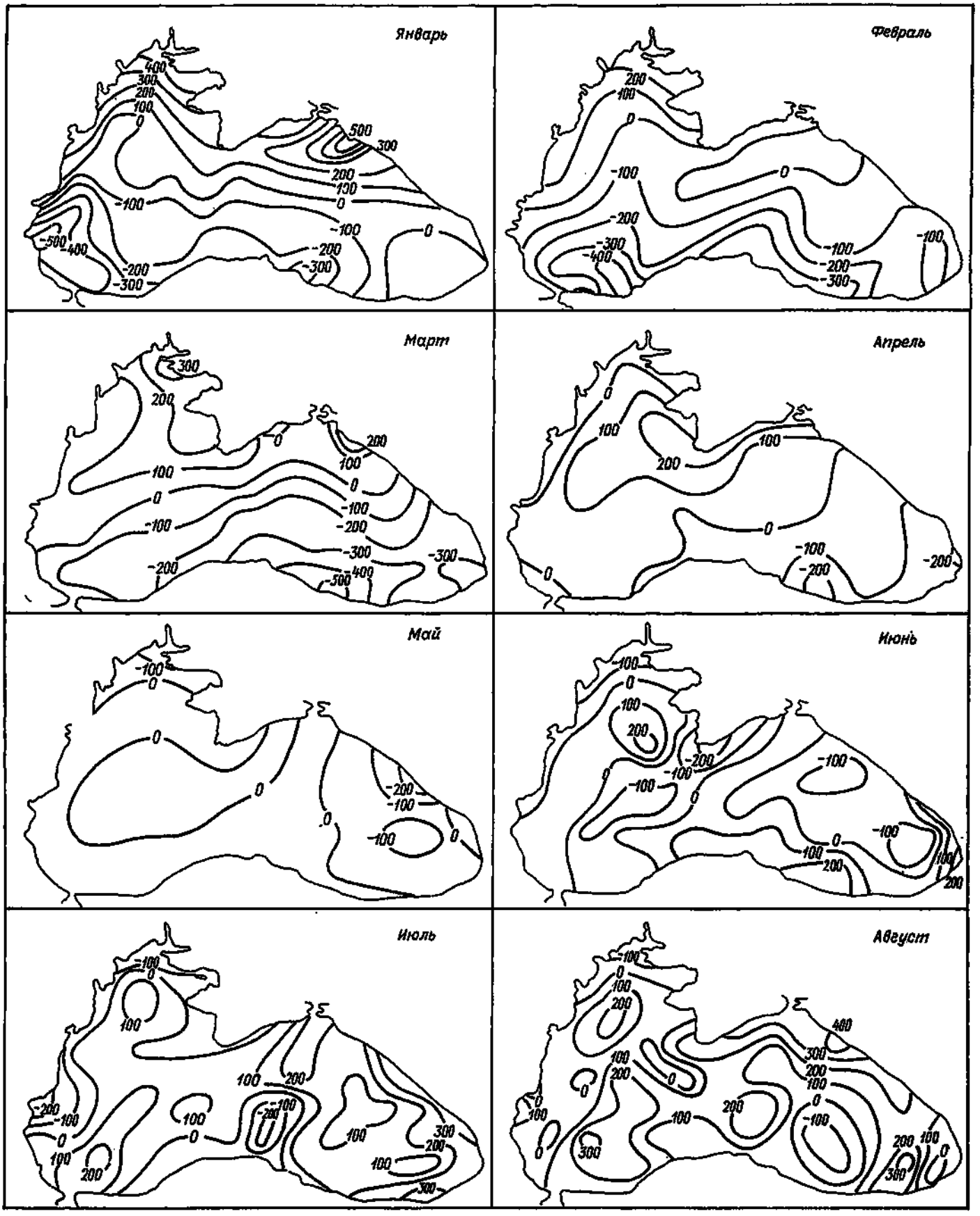
1.3.7. Адвекция тепла

Используя результаты расчетов теплового баланса, косвенно оценим адвекцию тепла в море. Если известна энтальпия деятельного слоя, то пренебрегая вертикальным обменом на нижней границе слоя, горизонтальную адвекцию тепла под воздействием совокупного влияния упорядоченных течений и горизонтальной турбулентности можно вычислить как остаточный член теплового баланса [127]. Допуская, что перемешивание вод в столбе жидкости района происходит одномоментно, можно записать уравнение для расчета адвекции Q_A^T в виде

$$Q_A^T = \theta \pm Q^T, \qquad (1.34)$$

где θ — изменение энтальпии деятельного слоя за рассматриваемый период времени; Q^T — поток тепла через поверхность моря за тот же период.

В отличии от работы [143], где подобная задача решалась в осреднении для двух периодов охлаждения и нагревания, впервые для черноморского бассейна расчеты адвекции проведены по всем месяцам в каждом квадрате [11] для слоя 0—200 м. Полученные результаты представлены в виде карт суммарной адвекции (рис. 1.15). Знак адвекции показывает направление потока тепла. Для районов с отрицательными значениями адвек-


Январь
Февраль
Март
Апрель
Май
Июнь
Июль
Август

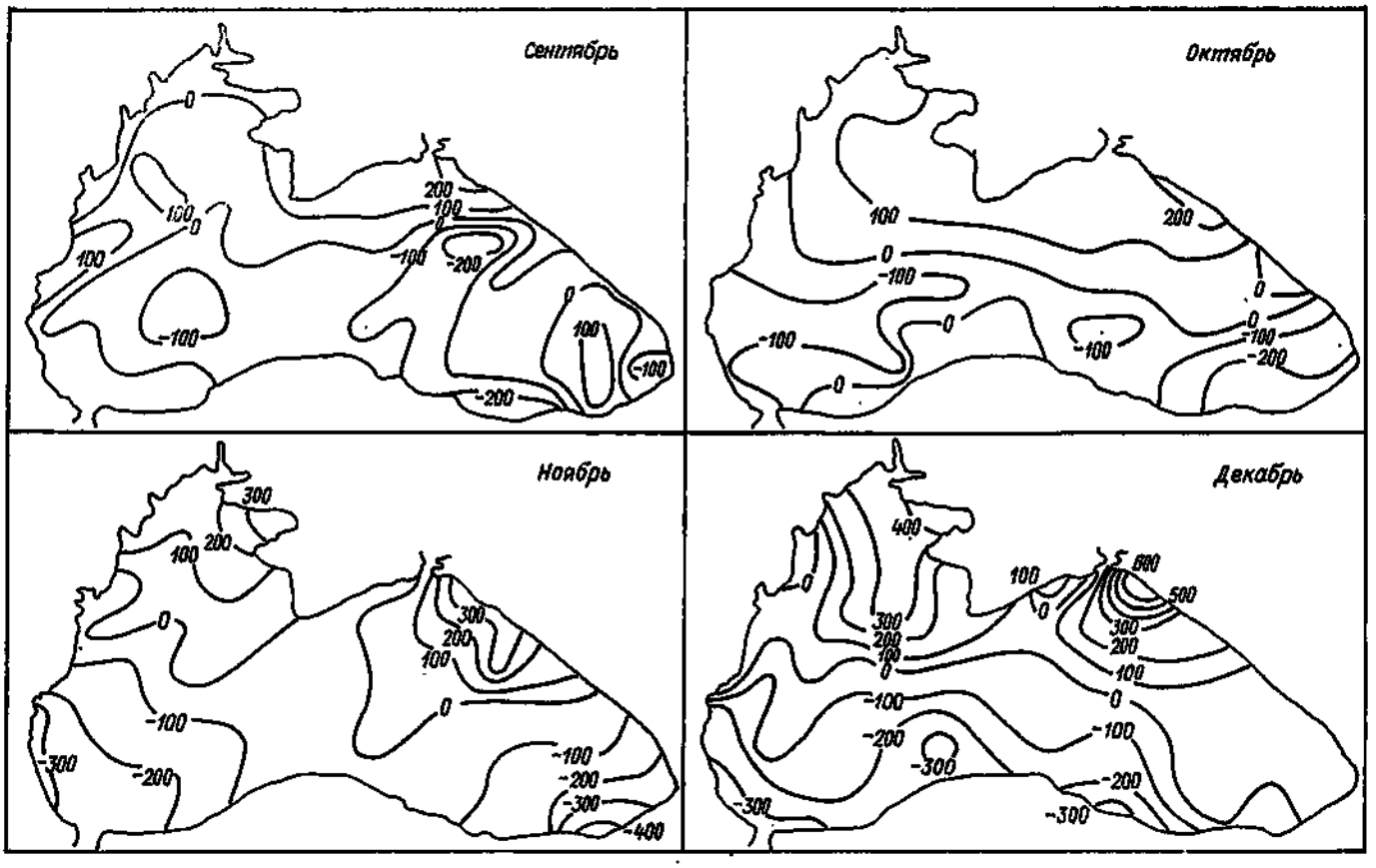


Рис. 1.15. Распределение средней месячной адвекции тепла, МДж/м².

ции характерен отток тепла и приток холода, а в районах, где происходит приток тепла и отток холода, адвекция положительная.

В целом для всего моря адвективный приход и расход тепла должны полностью компенсироваться. Полученная же невязка —31,2 МДж/м² в год, которая составляет 0,7 % всего приходящего на поверхность моря тепла, как и в расчетах теплового баланса поверхностного слоя, характеризует неточность расчетов.

В течение года наблюдается значительная изменчивость в значениях и направлении адвекции. Наибольшие значения (500—600 МДж/м²) отмечаются в конце осени — начале зимы, что связано с усилением ветровой деятельности над морем и интенсификации вследствие этого поверхностных течений. Кроме того, в декабре—феврале горизонтальные градиенты температуры в море имеют наибольшие значения. На картах распределения адвекции в декабре и январе ярко выражены два значительных источника холода: северо-западная часть, где происходит быстрое понижение температуры воды из-за небольших глубин и охлаждающего и распресняющего влияния рек, и северо-восточная часть, где наблюдаются максимальные по морю скорости ветра и адвекция холода из Азовского моря. Очаг холода в северо-восточной части настолько велик, что оказывает влияние на весь восточный и юго-восточный районы моря и Крымское побережье. В декабре область положительной адвекции занимает значительную часть восточной половины моря, но значения ее в основном небольшие. В январе—феврале влияние холода на южную часть моря уменьшается, так как море полностью охладилось и температура воды достигла максимальных значений. Тепло преобладающими течениями переносится в северные районы, сглаживая контрасты температуры воды, которые могли бы существовать при отсутствии переноса.

В конце зимы процесс охлаждения моря прекращается и энтальпия по всему морю достигает минимальных за год значений, а приток тепла через поверхность начинает расти, поэтому абсолютные значения адвективного наибольшего переноса уменьшаются по сравнению с декабрем—январем до 100—200 МДж/м² в месяц. В течение всей зимы характерный изгиб изолиний адвекции вдоль западного побережья моря подчеркивает основное направление выноса холода из северо-западного района моря.

Весной картина адвективно-турбулентного теплообмена резко меняется. Начинают прогреваться мелководные районы северо-западной части моря и тепло распространяется вдоль румыно-болгарского побережья на юг. В апреле основной источник тепла — юго-восточная часть моря, где идет быстрое прогревание и нет притока холода. В юго-западной части моря в это время интенсивность прогревания такая же, как в юго-восточной части, но за счет постоянной адвекции холода из еще не прогретых северо-западных районов, температура воды здесь повышается медленно, что подтверждается картами распределения температуры воды в Черном море [11].

В целом для весенне-летнего периода характерно некоторое ослабление интенсивности адвективно-турбулентного теплообмена по сравнению

с осенне-зимним периодом, что связано с уменьшением горизонтальных температурных градиентов и ослаблением ветра над морем. Поверхностные течения общей циклонической системы приобретают большую устойчивость в сравнении с осенне-зимним периодом, сохраняя значительную вертикальную мощность и скорость. Поэтому в мае в море наблюдается четкая картина двух циклонических круговоротов. В результате циклонической циркуляции происходит подъем холодных водных масс в центре и опускание теплых водных масс на периферии круговоротов. Соответственно адвекция тепла направлена от центра к периферии, а адвекция холода в противоположную сторону.

В июне—июле наиболее ярко выражены сгонные явления, приводящие к оттоку тепла и притоку холода в районах, подверженных апвеллингу: Крымское, турецкое и северо-западное побережье. К концу лета энтальпия моря достигает максимума. Процесс нагревания сменяется процессом охлаждения. В это время адвективный перенос мало выражен по морю, хотя в отдельных районах адвекция достигает 300—400 МДж/м² в месяц. В октябре картина адвективного переноса становится характерной для периода осеннего выхолаживания, когда вся северная половина моря является источником холода.

В целом при анализе месячных карт адвективно-турбулентного обмена вод в Черном море обращает на себя некоторая пятнистость в распределении адвекции, связанная, по-видимому, с выявленным в последние годы меандрированием основного черноморского течения и наличием на фоне общей циклонической циркуляции стационарных и квазистационарных антициклонических вихрей на юго-востоке моря, в районах Кавказского и болгарского побережий, а также на юго-западе от Крымского полуострова. Общей закономерностью является наличие с сентября по апрель на юге моря области, размеры которой от месяца к месяцу изменяются, с отрицательными значениями адвекции тепла. В большинстве осенне-зимних месяцев преобладает изменчивость адвекции тепла в меридиональном направлении (за исключением районов западного и восточного побережий моря). Расчеты показали, что адвекция оказывает существенное влияние на термический режим отдельных районов моря и по своему значению приравнивается к роли тепловых изменений на поверхности моря. Поэтому в будущем полученные нами косвенным путем оценки внутреннего теплооборота Черного моря желательно количественно подтвердить прямыми расчетами.

2. ТЕРМОХАЛИННАЯ СТРУКТУРА ВОД МОРЯ

2.1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИСПОЛЬЗОВАННЫХ МАТЕРИАЛОВ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕНОСТИ

Для расчета статистических характеристик многолетних значений солености и температуры

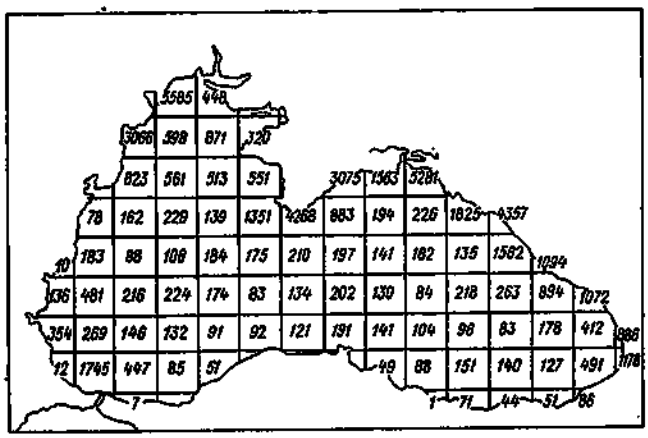


Рис. 2.1. Количество океанографических станций в квадратах 40 × 60′.

вод Черного моря использованы материалы экспедиционных наблюдений за период с 1903 по 1982 г. Всего 53 500 океанографических станций, выполненных различными мореведческими организациями и собранных в информационной базе океанографических данных СО ГОИНа [54].

Распределение количества станций по акватории моря (рис. 2.1) по годам и внутри года (рис. 2.2) крайне неравномерно. Наименее освещенными являются центральная часть моря, районы, прилегающие к Анатолийскому побережью, а также большинство районов моря в холодный период года. Количество данных существенно уменьшается с увеличением глубины (табл. 2.1). Наибольшее количество наблюдений на горизонтах ниже 500 м выполнено после 1960 г.

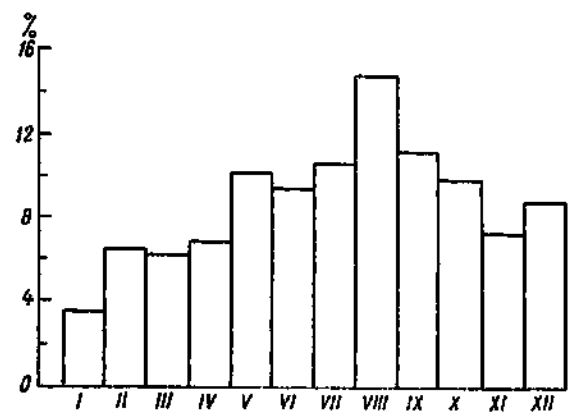


Рис. 2.2. Распределение по месяцам общего количества океанографических станций.

Данные, собранные в информационной базе, подвергнуты комплексному семантическому кон-

Таблица 2.1

Количество наблюдений (температуры воды) на стандартных горизонтах в Черном море

Горизонт, м	0	20	50	100	150	200	500	1000	1500	2000
Количество наблюдений, тыс.	53,5	36,2	24,8	17,2	14,6	13,8	5,9	3,1	1,5	0,5

тролю, который включал: контроль экстремальности всех параметров на этапе формирования исходного массива, контроль соответствия координат и глубин, а также проверку типичности гидрологических данных в соответствии с правилом «трех сигм» [19]. Данные, не прошедшие программный контроль, анализировались экспертным путем. Редактированию после контроля было подвергнуто около 10 % океанографических станций.

хронным принимался период времени, в течение которого сезонное приращение температуры воды не превосходило обобщенную для поверхностного слоя моря оценку внутрисуточной дисперсии, равную 0,3 °С.

В качестве метода расчета климатической кривой годового хода океанографических параметров, обеспечивающего внутрисезонную связанность, использован алгоритм сглаживающей сплайн-ап-

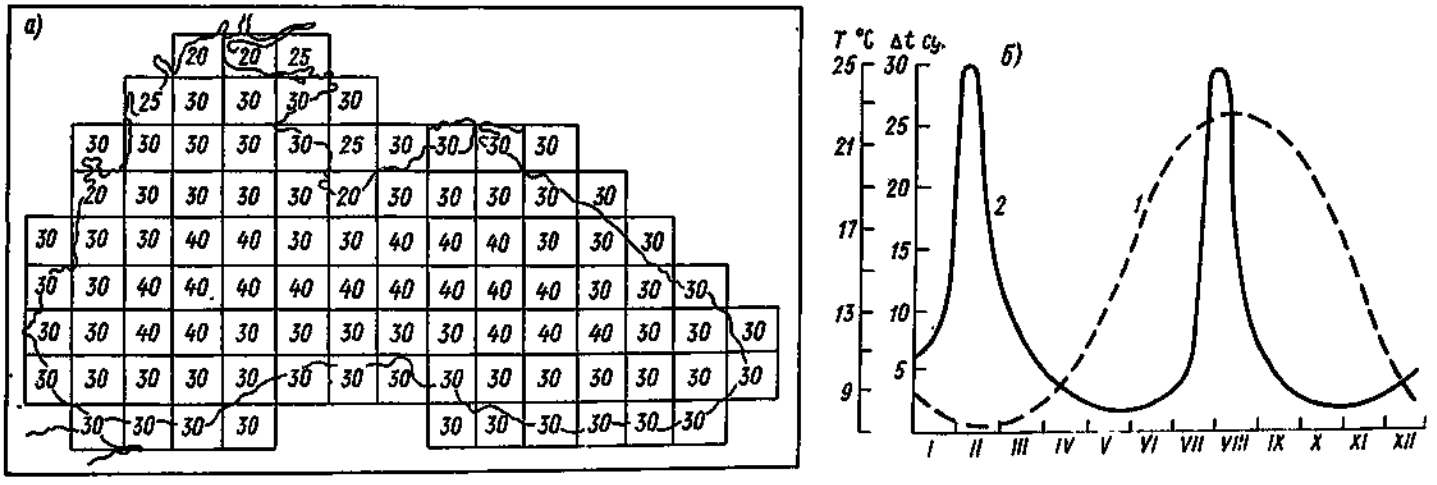


Рис. 2.3. Радиусы корреляции (мили) (*а*) и длительность периодов квазисинхронных съемок (*б*).
1 — обобщенная кривая годового хода температуры в поверхностном слое; 2—рассчитанная кривая длительности периодов.

Всего прошли все стадии контроля 383 300 горизонтов наблюдений.

Прямое осреднение материалов информационной базы, отсортированных по условным квадратам 40 × 60′ с месячной дискретностью, из-за недостаточного количества и пространственно-временной неравномерности наблюдений привело к сильной зашумленности климатических полей. С целью уменьшения этого недостатка разработаны методы, учитывающие пространственно-временную согласованность океанографических данных [55]. Учет пространственной согласованности и наращивание информации в малоосвещенных районах достигнуты путем пространственной интерполяции данных в узлы регулярной сетки на уровне океанографических съемок. При этом осреднялись лишь наблюдения станций, удаленных от узла интерполяции не более чем на радиус корреляции (рис. 2.3 *а*) и с учетом весов обратно пропорциональных расстоянию между ними [16, 156]. Предельное значение радиуса пространственной корреляции принималось равным 40 милям в открытом море и 20—30 милям в прибрежных районах [15].

Интерполяция производилась в пределах квазисинхронных периодов (от 3 до 30 сут), выделяемых по соотношению скоростей сезонного изменения температуры воды с интенсивностью короткопериодной изменчивости (рис. 2.3 *б*). Квазисин-

проксимации [79] многолетнего ансамбля значений, сформированного для узла сетки после пространственной интерполяции и упорядоченного по календарным датам. Оценки средних месячных значений вычислялись на 15 число каждого месяца.

Экстремальные значения характеристик элемента выбирались непосредственно из материалов наблюдений. Для оценки средних квадратических отклонений (СКО) выборки формировались путем обычной сортировки исходных эпизодических наблюдений по квадратам (40 × 60′) и временным интервалам. Пересчет в аномалии выполнялся от климатических норм для центров временных интервалов. В слое 0—50 м интервалы принимались равными 1 мес, в слое 75—500 м — сезону, а для более глубоких слоев аномалии рассчитывались от средней годовой нормы. При такой сортировке материала обеспеченность наблюдениями в квадратах в основном оказалась более 10. Количество лет с наблюдениями в ряде случаев не превысило трех. СКО, рассчитанные по таким выборкам, будут несколько меньше природного рассеяния, а ошибка будет тем больше, чем больше вклад межгодовой изменчивости в общую изменчивость элемента [96]. Согласно данным [27], основной вклад в изменчивость полей температуры и солености вносят колебания синоптического масштаба. Учитывая, что пространственное и временное распределение полученных оценок СКО в целом

имеет физико-географическую согласованность, можно считать, что они надежно характеризуют возможные вариации реальных полей.

2.2. ХАРАКТЕРИСТИКА КЛИМАТИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ СОЛЕНОСТИ И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ

Гидрологический режим морей формируется в результате воздействия внешних факторов. Основные из них для Черного моря можно разделить на две группы [73]: факторы, действующие через поверхность моря в процессе его взаимодействия с атмосферой (потоки количества движения, тепла, влаги, солей, газов), и факторы, локализованные на боковых границах (сток рек, водообмен, связанные с ним солеобмен и теплообмен через проливы, влияние рельефа дна). Средние многолетние поля солености и температуры воды демонстрируют степень интегрального, за длительный период времени, влияния каждого из этих факторов. Вместе с тем анализ полей в пределах годового цикла дает оценку реакции термохалинной структуры на конкретные изменения внешних факторов, вскрывает механизм причинно-следственных связей гидрологической жизни моря.

По мере накопления гидрологической информации осуществлялись попытки ее обобщения. Первые карты распределения температуры воды в поверхностном слое представлены в «Климатическом и гидрологическом атласе Черного и Азовского морей» [89]. В 1964 г. В. П. Новицкий опубликовал карты температуры и солености на горизонтах: 100, 300, 500, 1000, 1500, 2000 м [124]. Для расчета были привлечены данные 3800 океанографических станций на горизонте 100 м с последующим уменьшением их числа до 70 на горизонте 2000 м. Г. И. Барышевская [18] выполнила обобщение массива в 21 350 станций и опубликовала карты средней многолетней солености в поверхностном слое. Анализируя вышеперечисленные работы, Д. М. Филиппов [164] указал, что «...недостаточное число выполненных глубоководных станций в Черном море, их неравномерное распределение по акватории и малые горизонтальные градиенты температуры и солености (почти не выходящие за пределы точности наблюдений) приводят к большому произволу при проведении изолиний на картах и к различному истолкованию получающейся картины разными авторами, иногда прямо противоположными».

Первое обобщение исторического материала и расчеты средних многолетних полей температуры и солености Черного моря с помощью ЭВМ были выполнены по информационной базе, подготовленной во ВНИИГМИ—МЦД [27]. Общий объем массива (около 25 000 станций), как признают авторы работы, не отражал современный уровень обеспеченности наблюдениями и, по нашим данным, составлял менее 50 % количества материалов, имевшихся на момент обработки. В основу метода было положено традиционное осреднение данных по условным квадратам ($60 \times 60'$) с последующим восстановлением средних многолетних полей с помощью бикубических сглаживающих сплайнов. Применение этой операции на уровне уже рассчитанных средних значений, по нашему мнению, не приводит к повышению разрешающей способности расчетных полей, а только сглаживает выбросы средних, возникающие из-за неоднородности выборок и ошибок в исходном массиве. В работе приведены климатические поля температуры и солености поверхностного слоя, холодного промежуточного слоя и поле солености на горизонте 200 м. Впервые отклонения реальных полей от климатических даны с помощью статистических оценок изменчивости.

Средние многолетние месячные значения температуры и солености, использованные для картирования климатических полей, обсуждаемых в настоящей главе, рассчитаны на значительно большем материале и более совершенной, с нашей точки зрения, методической основе. Качество средних оценивалось, исходя из физических соображений, по годовому ходу в узлах сетки, по вертикальным распределениям и полям на стандартных горизонтах. При нарушении внутригодовой преемственности месячных полей выполнялась операция внутрисезонного осреднения по гидрологическим сезонам (зима — январь, февраль, март и т. д.).

Настоящая глава иллюстрирована характерными полями солености и температуры воды. В полном объеме они представлены в работах [11, 131].

2.2.1. Поле солености

Общая характеристика поля солености. Представление о вертикальном распределении солености в толще вод Черного моря дает кривая, полученная осреднением по горизонтам средних многолетних годовых полей солености, и соответствующая ей кривая вертикальных градиентов (рис. 2.4). Горизонтальными штрихами на первой кривой показаны средние квадратические отклонения годового поля солености на горизонте от его среднего значения.

Основным элементом монотонной халинной структуры вод Черного моря является наличие двух максимумов вертикальных градиентов солености. Первый из них соответствует поверхностным слоям (0—20 м). Определяется он непосредственно стоком рек и процессами перемешивания в верхнем квазиоднородном слое. Под воздействием последних верхний галоклин может разрушаться. Второй максимум вертикального градиента солености (постоянный галоклин) определяется общим внешним солевым бюджетом моря и глобальными для всего водоема процессами перемешивания. Причиной образования постоянного галоклина является осенне-зимняя конвекция, периодически выравнивающая распределение солености в верхних слоях [164].

Средние квадратические отклонения солености от средней по горизонту (рис. 2.4) характеризуют степень горизонтальной неоднородности поля. Поскольку на глубинах свыше 50 м изменения плотности воды Черного моря определяются в основном соленостью [93], то для этих глубин отклонения являются и мерой бароклинности. Первый максимум отклонений наблюдается в поверхностном слое, так как источники распреснения формируют наиболее контрастное поле солености. По мере удаления от поверхности роль источников распреснения быстро падает и определяющее

влияние на горизонтальную неоднородность поля солености оказывает общая циклоническая циркуляция Черного моря. Степень этого влияния зависит от вертикального градиента солености, поэтому в слое 25—30 м горизонтальная неоднородность поля солености падает, а в слое 75—100 м достигает второго максимума. На глубинах свыше 1500 м среднее квадратическое отклонение от

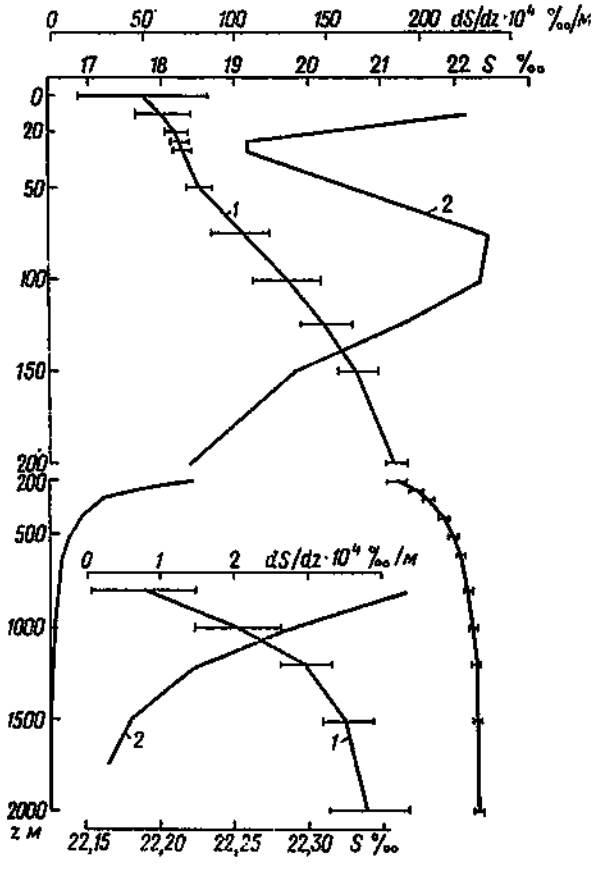


Рис. 2.4. Среднее распределение солености (*1*) и вертикального градиента солености (*2*) вод в Черном море.

средней солености на горизонте не превышает 0,03 ‰. Учитывая, что это значение соизмеримо с методической погрешностью определения солености, положение изогалинных поверхностей на глубинах свыше 1500 м в среднем многолетнем плане можно считать горизонтальным.

Анализируя годовой ход средних по горизонтам значений солености (рис. 2.5), можно обнаружить, что сезонные колебания солесодержания на различных глубинах отличаются как по амплитуде, так и по фазам достижения экстремумов. Абсолютный максимум размаха годовых колебаний соответствует горизонту 0 м. Минимальное солесодержание в поверхностном слое наблюдается в июне (на месяц позже весеннего половодья). Максимальное — в январе, т. е. через 4 мес после летней межени. Сезонное несовпадение фаз экстремумов гидрографа суммарного речного стока и солесодержания поверхностного слоя объясняется инерционностью горизонтальной адвекции солей и сезонной нестационарностью процессов вертикального перемешивания в квазиоднородном слое. Период половодья совпадает с ослаблением ветра над морем [152]. В результате этого распреснение сосредоточивается в верхнем квазиоднородном слое, глубина которого весной не превышает 5 м [13]. С ростом ветрового перемешивания заглубляется нижняя граница квазиоднородного слоя. В верхних слоях (0—10 м) соленость увеличивается, а в нижних (20—30 м) про-

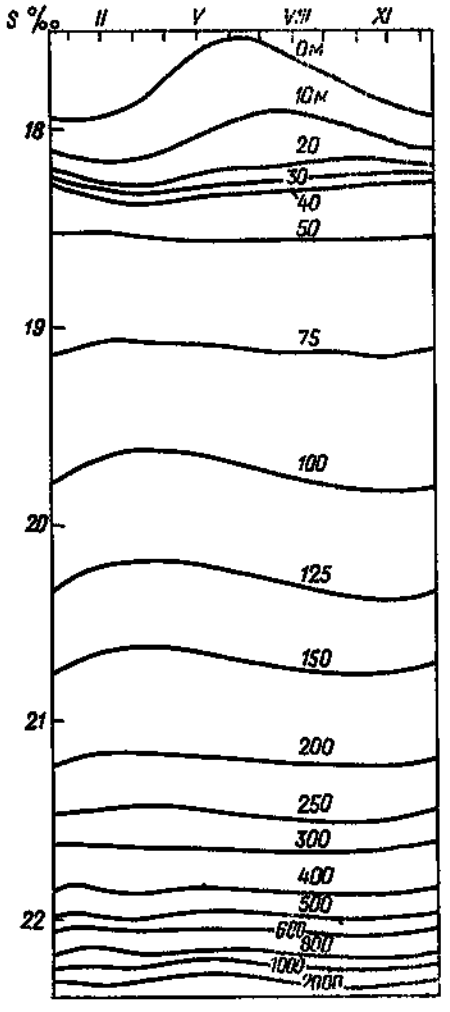


Рис. 2.5. Годовой ход средней по морю солености вод на стандартных горизонтах.

должает падать. На кривых годового хода солености (рис. 2.5) суммарный эффект этих процессов выражается в пропорциональном запаздывании минимума солености при увеличении глубины моря. Одновременно с глубиной быстро убывает амплитуда сезонных колебаний солености, связанных с речным стоком. С декабря по июнь колебание кривых годового хода в слоях выше и ниже 75 м происходит в противофазе. До марта вышележащие слои моря осолоняются за счет размывания постоянного галоклина, а нижележащие распресняются (до апреля). В слое 100—300 м колебания происходят синхронно. Максимум распреснения достигается в апреле, а минимум — в октябре—ноябре. Сезонная нестабильность кривых годового хода на глубинах свыше 300 м, по-видимому, связана с уменьшением точности расчета средних месячных значений солености в результате резкого падения количества наблюдений.

Годовой ход солености в конкретных районах может сильно отличаться от обобщенных кривых.

В первую очередь это относится к горизонтам выше 300 м, где различия имеют место не только в амплитудах, но и в фазах, вплоть до противоположных. Общее представление о сезонных колебаниях горизонтальной неоднородности поля солености Черного моря можно получить из анализа рис. 2.6, на котором представлены изоплеты среднего квадратического отклонения солености от

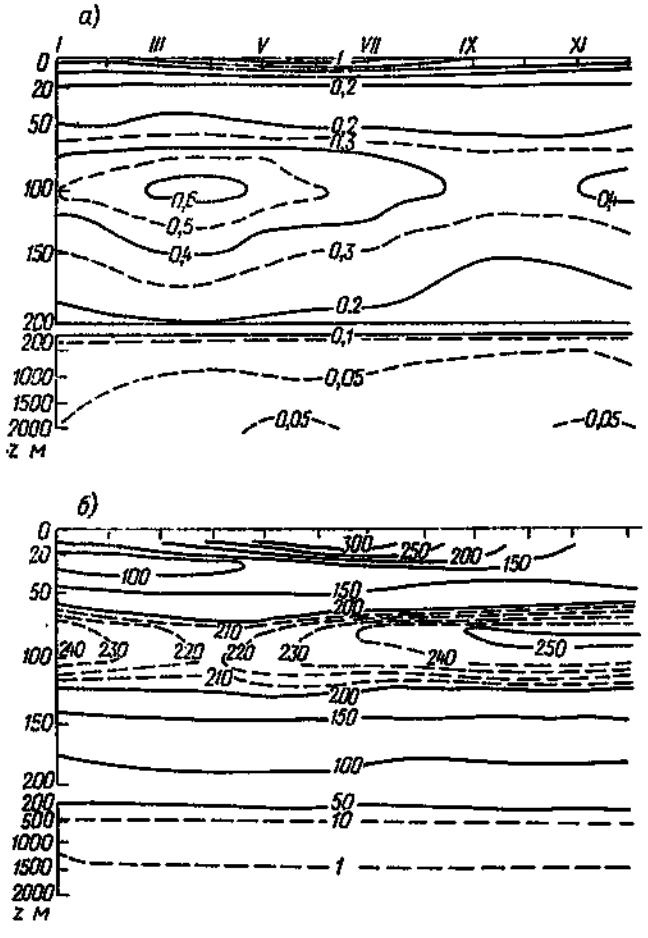


Рис. 2.6. Изоплеты среднего квадратического отклонения полей солености (‰) от их средних значений (*а*) и среднего по морю вертикального градиента солености (*б*) (10^4 ‰/м).

средней солености на горизонте (СКО). Наибольшая горизонтальная неоднородность поля солености наблюдается в поверхностном слое в мае. Слой 20—50 м отличается круглогодичным минимумом горизонтальной контрастности. Интересные закономерности наблюдаются на уровне постоянного галоклина. Горизонтальная неоднородность поля солености на глубинах 50—200 м имеет ярко выраженный сезонный ход с максимальными СКО в марте—апреле на горизонте 100 м и минимальными — в сентябре—октябре. Такая изменчивость полей солености может быть объяснена флюктуациями интенсивности вертикального градиента солености в постоянном галоклине или изменением формы залегания изогалинных поверхностей. Влияние источника осолонения (потока нижнебосфорских вод), как причины сезонных колебаний горизонтальной неоднородности в галоклине исключается, так как прибосфорский район слабо локализуется в поле изогалин. Анализ поля изоплет среднего по горизонтам вертикального градиента солености (рис. 2.6 *б*) обнаруживает сезонные колебания интенсивности постоянного галоклина, но они происходят в противофазе с колебаниями горизонтальной неоднородности полей солености в его пределах. Следовательно, весенняя интенсификация горизонтальной неоднородности полей солености в пределах постоянного галоклина — результат увеличения изогнутости изогалинных поверхностей.

Поле солености поверхностного слоя моря. Положение изогалин в поверхностном слое (рис. 2.7) определяется тремя мощными источниками опреснения: стоком рек Дуная, Днепра, Днестра, Буга, впадающих в северо-западную часть моря; рек Кавказского побережья; вод Азовского моря, поступающих через Керченский пролив.

В соответствии с общей схемой циркуляции распресненные воды двигаются вдоль побережья. Минимальная соленость наблюдается на Дунайском устьевом взморье. Здесь постоянно присутствуют воды с соленостью 13 ‰. По мере удаления от устьев речная вода быстро трансформируется. Уже в районе м. Калиакра соленость возрастает до 16—17 ‰. Горизонтальные градиенты солености уменьшаются в направлении нормали от побережья. Рост солености от изогалины 18 ‰ до центров западной и восточной частей моря не превышает 0,5 ‰. В восточной части моря распреснение поверхностных вод менее интенсивно. Средняя месячная соленость воды на устьевых взморьях рек Ингури и Риони удерживаются на уровне 14—17 ‰. Тем не менее изогалина 18 ‰ в этом районе удалена от побережья примерно на такое же расстояние, как и на северо-западе. Это происходит в результате действия квазистационарного антициклонического круговорота, увлекающего южно-кавказские прибрежные воды к Анатолийскому побережью. Распространяясь до 40° в. д., они поворачивают на север и смешиваются с водами, поступающими вдоль Анатолии с запада. Солоноватые воды Азовского моря не создают таких резких горизонтальных градиентов солености, как речные воды, но достаточно ярко прослеживаются в поле солености у Керченского пролива в летний период. Выйдя из пролива, они смешиваются с кавказскими прибрежными водами и увлекаются на запад основным циклоническим круговоротом.

Сезонные различия поля солености в поверхностном слое носят в основном количественный характер. Максимальное солесодержание поверхностного слоя наблюдается во второй половине гидрологической зимы, т. е. в феврале—марте. Связано это с интенсификацией процессов конвективного и ветрового перемешивания. В центрах западного и восточного циклонических круговоротов наблюдаются устойчивые области с соленостью 18,4 ‰. Интенсивная трансформация речных вод, сопровождаемая сезонным увеличением стока, обусловливает в марте наибольшие горизонтальные градиенты халинного фронта, оконтуривающего дунайское устьевое взморье.

Весенний прогрев поверхностных слоев резко затормаживает процессы вертикального перемешивания, создавая благоприятные условия для интенсификации горизонтальной диффузии. В ре-

зультате (начиная с апреля) после достижения минимума солесодержания вод кавказского устьевого взморья, уменьшается область с соленостью более 18,4 ‰ в центре восточного циклонического круговорота. Синхронно с паводковым стоком в мае соленость на дунайском устьевом взморье уменьшается до 7,5 ‰. Северо-западный халинный фронт наиболее четко выражен, но, поскольку изогалина 18 ‰ расположена мористее, чем

нее 0,5 ‰) происходит в районах мористее квазистационарных халинных фронтов. Минимум 0,20—0,25 ‰ наблюдается в районе Анатолийского побережья, наименее подверженного влиянию основных источников распреснения.

Достижение экстремумов в кривых годового хода солености определяется суперпозицией сезонных колебаний речного стока, атмосферных осадков, испарения и интенсивности перемешивания

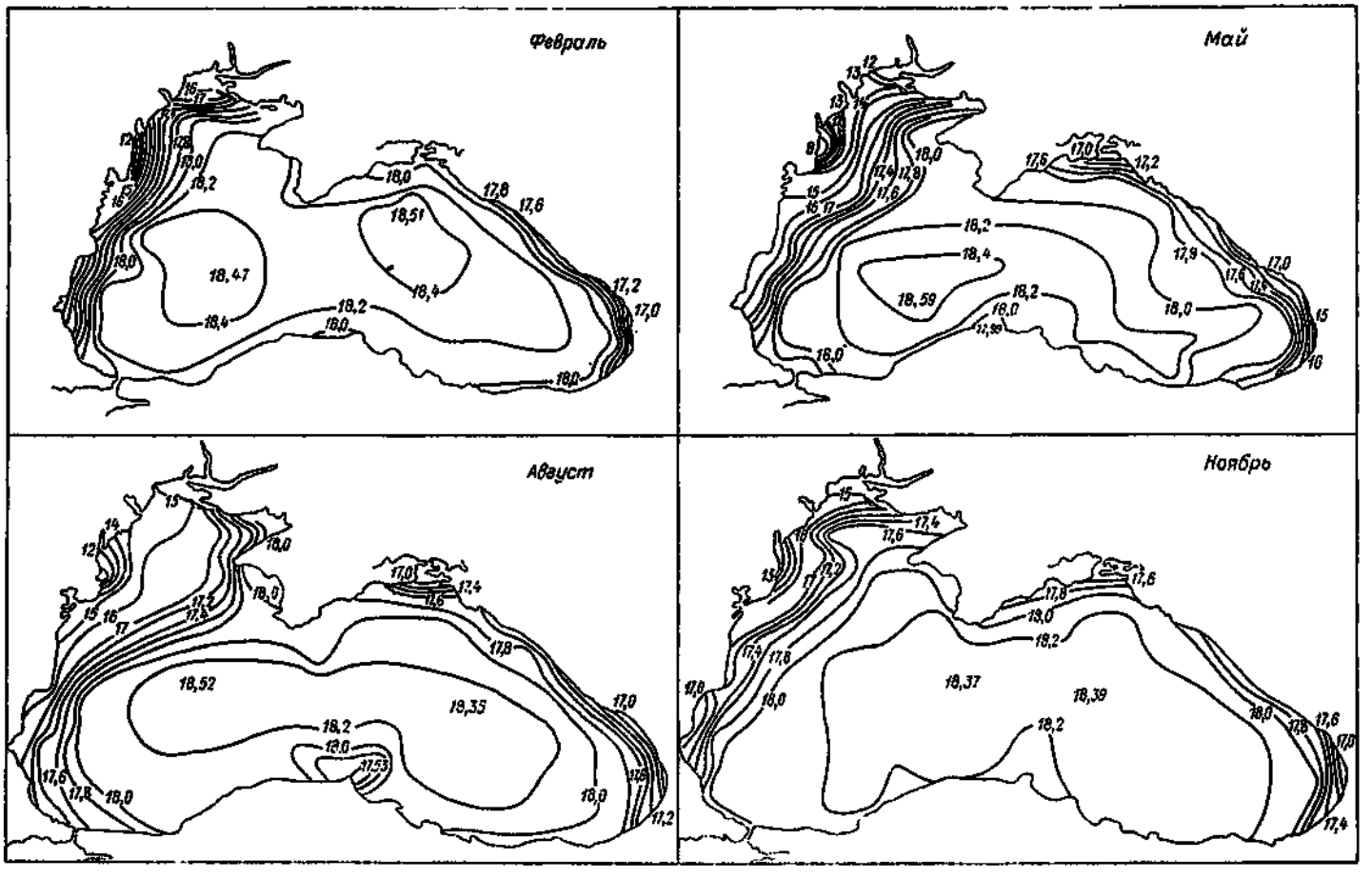


Рис. 2.7. Среднее многолетнее поле солености в поверхностном слое, ‰.

в марте, средние горизонтальные градиенты в это время меньше мартовских. В июне наблюдается минимум солености в предкерченском районе (16,4 ‰).

Летний период характерен сглаживанием поля солености. Волна опреснения смещается от берегов в мористые области. При этом с августа по сентябрь соленость вод северо-западной части моря на поверхности везде меньше 18 ‰. С октября воды поверхностного слоя осолоняются повсеместно.

Интенсивность сезонных колебаний солености (рис. 2.8) в различных районах моря определяется близостью к источнику распреснения с учетом влияния переноса вод циклонической циркуляцией. В соответствии с основными источниками распреснения локализуются три максимума размаха: дунайское устьевое взморье — более 3 ‰, устьевое взморье рек Риони и Ингури 2—3 ‰ и предкерченский район — 1,5 ‰. Значительное уменьшение сезонной изменчивости солености (ме-

с нижележащими слоями. Минимум солености вод западного побережья (май—июнь) определен паводком рек северо-западной части моря. У Анатолийского побережья кривые годового хода солености, наряду с весенне-летним понижением адвективного происхождения, обнаруживают более глубокий минимум (август—октябрь), обусловленный сезонным повышением осадков. Несомненно, что влияние стока рек северо-западной части моря на годовой ход солености здесь сказывается в меньшей степени, чем влияние осадков, испарения и стока рек Турции. На устьевом взморье рек Риони и Ингури сезонный минимум солености наблюдается в апреле. В июне—июле достигает минимума соленость вод центрального и северного районов восточной части моря. Причем сезонный минимум в северном районе моря обусловлен интенсивным распреснением азовоморских вод, поступающих через Керченский пролив, а в центральных районах уменьшение солености происходит в результате горизонтальной диффузии транс-

формированных вод Кавказского побережья. Наиболее поздние сроки (сентябрь) наступления сезонного минимума солености наблюдаются в центральном районе западной части моря и примыкающем к нему районе Каламитского залива. Горизонтальная диффузия трансформированных речных вод на западе моря менее интенсивна, чем на востоке. По-видимому, это связано с весенне-летним преобладанием интенсивности циклонической циркуляции в западном круговороте, а следовательно, и дивергенцией вод в его центральной части.

Сезонный максимум солености для преобладающего большинства районов моря определяется осенне-зимней интенсификацией процессов перемешивания в квазиоднородном слое, сопровождаемой эрозией верхнего галоклина и выносом солей к поверхности моря. В районах циклонических шлейфов распреснения эти процессы стабилизируются значительно быстрее (октябрь—январь), так как устойчивая стратификация здесь поддерживается адвекцией трансформированных речных вод. В центральных районах моря заглубление нижней границы верхнего квазиоднородного слоя продолжается до марта, что и нашло свое отражение во времени достижения сезонного максимума солености. Таким образом, для районов моря с мартовским сезонным максимумом солености характерно преобладание локальных факторов в формировании квазиоднородного слоя, в остальных районах значительную роль играют адвективные составляющие бюджета соли. Исключением является район Анатолийского побережья к западу от Синопа, где сезонный максимум солености (июнь—июль) определяется уменьшением осадков и интенсивным испарением.

Вертикальное распределение солености. Общим элементом пространственной халинной структуры является куполообразность залегания изогалинных поверхностей, которая прослеживается в толще вод до глубины 1000 м (рис. 2.9). В центре моря на меридиане 35° в. д. изогалинные поверхности продавлены. Такая пространственная структура качественно устойчива в пределах годового цикла. Количественные изменения солености, как уже указывалось, зависят от бюджета пресных и соленых вод, интенсивности вертикального турбулентного обмена и циклонической циркуляции. По мере удаления от поверхности моря происходит изменение относительной роли перечисленных факторов. Если в верхнем квазиоднородном слое основным фактором является речной сток (баланс пресных вод), то в подповерхностных слоях (10—30 м) на сезонные изменения солености существенно влияет вертикальный турбулентный обмен.

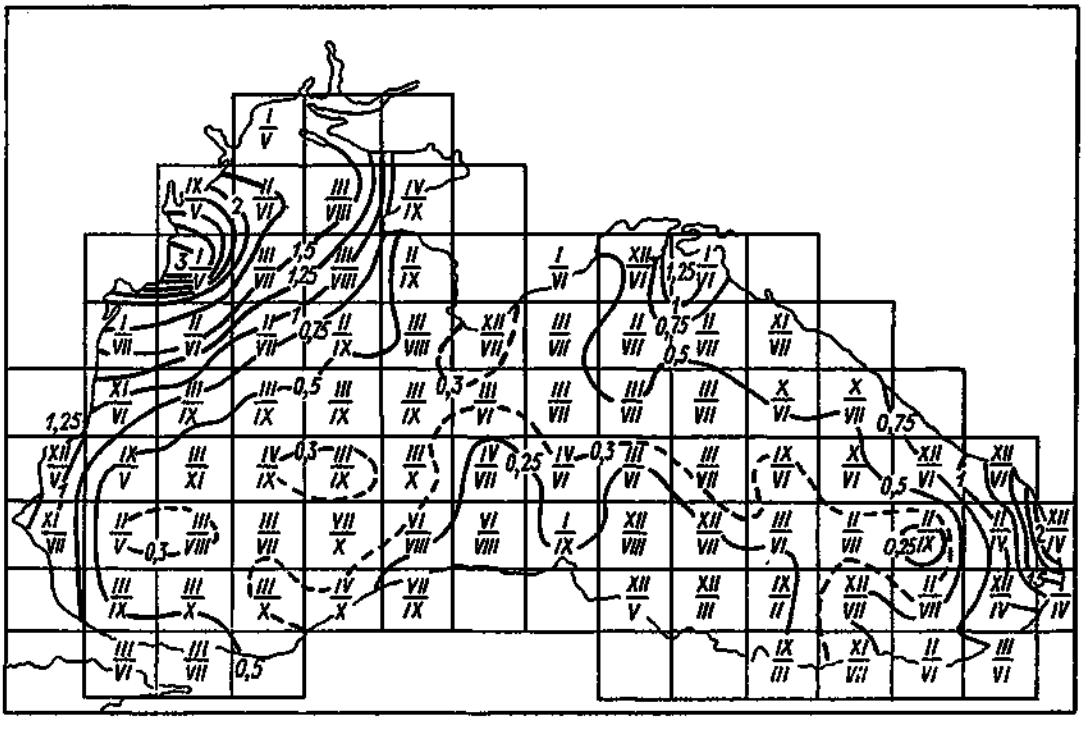


Рис. 2.8. Размах сезонных колебаний солености в поверхностном слое, ‰.
Числитель — месяц достижения максимума, знаменатель — минимума.

На горизонте 20 м (рис. 2.10) локальное влияние речного стока сказывается незначительным (0,2—0,5 ‰) распреснением вод у западного побережья. Наибольшая соленость (18,40—18,54 ‰) соответствует центрам западного и восточного циклонических круговоротов. Сезонный максимум солесодержания на горизонте 20 м достигается зимой в результате конвективного подъема солей. При этом площадь вод, оконтуренных изогалиной 18,4 ‰, составляет 25 % общей площади моря. Контраст зимнего поля средней солености составляет 0,76 ‰. В весенний период прослеживается распреснение в прибрежных районах. Исключение составляет западный район Анатолийского побережья, где соленость на горизонте 20 м продолжает медленно повышаться вплоть до середины лета. Контрастность поля солености весной увели-

чивается до 0,94 ‰. Летом подповерхностные воды медленно распресняются в результате вертикального турбулентного обмена. Области, оконтуренные изогалиной 18,4 ‰, локализуются в центрах западного и восточного циклонических круговоротов. Площадь их уменьшается до 7 %. Максимум распреснения на горизонте 20 м наблюдается осенью, когда сезонный галоклин заглубляется под действием возрастающего вертикального перемешивания. В центральных районах моря соленость понижается до 18,39 ‰. Контраст осеннего поля солености повышается до 0,96 ‰ за счет достижения абсолютного минимума солености (17,43 ‰) на днепровском устьевом взморье. Этот район отличается наибольшим размахом (0,7 ‰) годовых колебаний солености на горизонте 20 м. Изменчивость солености свыше 0,3 ‰ соответствует мелководным районам ($z < 50$ м). В остальных районах моря размах составляет 0,2—0,3 ‰.

Горизонт 50 м примерно совпадает с условной границей раздела между верхней черноморской водной массой и холодным промежуточным слоем. Сезонные колебания солености на горизонте 50 м сложны (см. рис. 2.10). Асинхронность достижения экстремумов в разных районах моря связана с климатическими различиями сезонного обновления вод. В центре западной части моря проникающая конвекция охватывает слой воды толщиной более 50 м и соленость зимой в вершине циклонического купола достигает минимума (18,88 ‰). В районе восточного купола конвекция не проникает до 50 м и соленость зимой максимальна (19,11 ‰). Весной, в результате интенсивной циклонической циркуляции, западный купол приподнимается, соленость в его вершине достигает 19,12 ‰, а в восточной части моря, в результате адвективного распреснения, соленость повсеместно падает. В летний и осенний период процессы горизонтального обмена уменьшают асимметрию между западным и восточным циклоническим круговоротами. В прибрежных водах у западного побережья на горизонте 50 м за счет перемешивания с поверхностными слоями поддерживается постоянно соленость на уровне 18,2 ‰, но климатический минимум не опускается ниже 18,07 ‰. Максимальный контраст поля солености достигает в зимний период 1,04 ‰. Наименее контрастно летнее поле (0,77 ‰). Наибольшие значения размаха годовых колебаний солености наблюдаются в центрах западного и восточного циклонических круговоротов (0,40—0,44 ‰), так как в этих районах горизонт 50 м пересекает вершины постоянного галоклина. В остальных районах размах колебаний изменяется в пределах 0,20—0,35 ‰.

Поле солености на горизонте 100 м (см. рис. 2.10) характеризует условия в нижней области постоянного галоклина. В центральных районах моря ядро галоклина расположено несколько выше 100 м, а на периферии соответствует этой глубине. Ранее было показано, что верхняя граница постоянного галоклина сильнее изогнута зимой и весной, а летом и осенью сглаживается. Сезонные колебания солености на горизонте 100 м соответствуют этому механизму. На рис. 2.11 представлены кривые годового хода солености в различных районах моря, демонстрирующие весеннее повышение солености вод в центрах циклонических круговоротов и синхронное уменьшение ее на периферии. В центре западного циклонического круговорота на горизонте 100 м соленость на 0,1—0,2 ‰ превышает соленость в центре восточного. Наибольшие изменения поля солености зимой и весной составляют 1,88 ‰. Летом общая циклоническая завихренность уменьшается и различия в солености по акватории моря уменьшаются до 1,49 ‰. Осенью контраст в распределении солености увеличивается до 1,67 ‰ за счет повышения солености в прибосфорском районе (20,72 ‰). На горизонте 100 м этот локальный максимум обнаруживается круглый год, так как мраморноморские воды после выхода из Босфора постоянно прослеживаются в 30-мильной зоне у дна. В конце зимы и осенью прибосфорский максимум солености выражен ярче, так как в это время увеличивается приток мраморноморских вод [29]. Различия сезонных значений солености на горизонте 100 м определяются относительной глубиной залегания ядра постоянного галоклина. В прибрежных районах они достигают максимума (0,6—1,1 ‰) и уступают только сезонным колебаниям солености в поверхностном слое устьевых взморьев. В центральных областях, где ядро

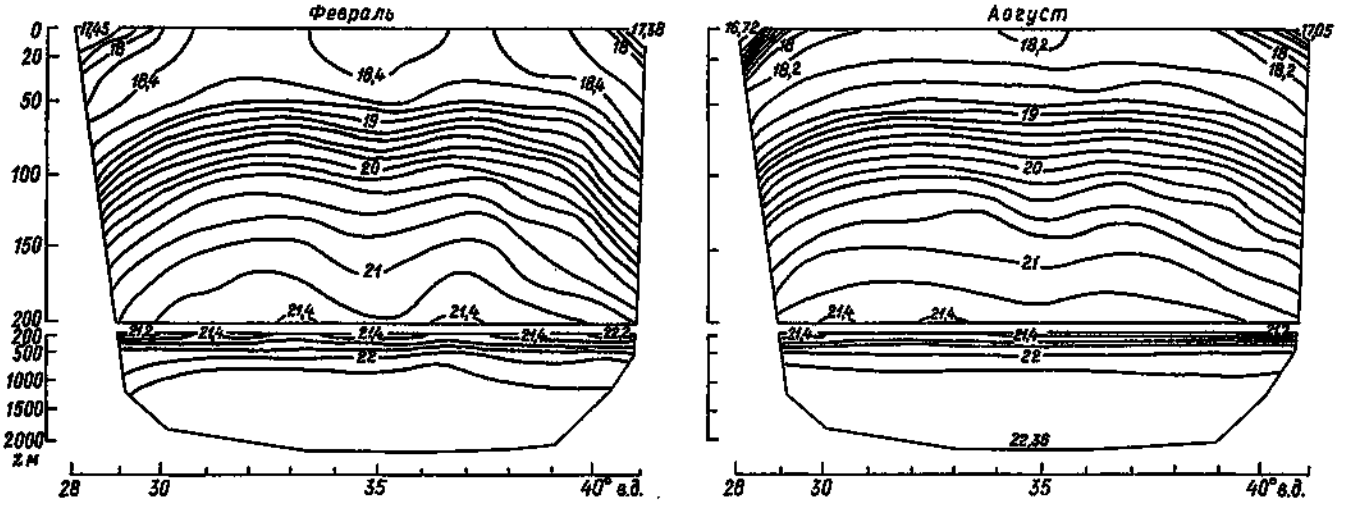
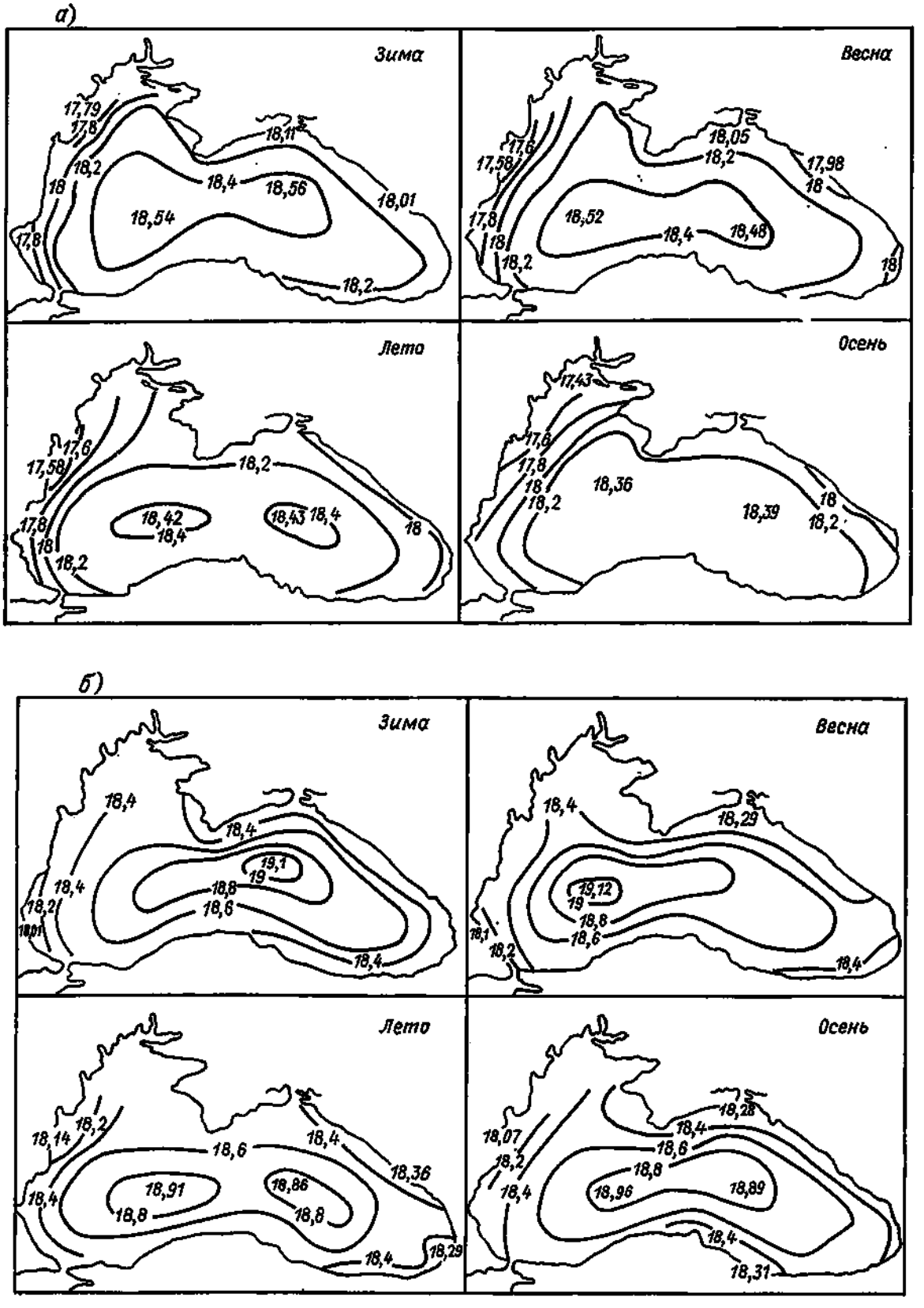


Рис. 2.9. Средняя многолетняя соленость вод на широтном разрезе, ‰.



постоянного галоклина расположено выше горизонта 100 м, сезонный размах солености составляет 0,2—0,3 ‰.

Структура поля солености на горизонте 200 м (рис. 2.12) отражает условия под ядром постоянного галоклина. Сезонные изменения поля солености определяются в основном вертикальными движениями вод [11]. Поскольку вертикальные градиенты солености на горизонте 200 м в 6 раз меньше, чем на горизонте 100 м, вертикальные движения вод приводят к значительно меньшим размахам сезонных колебаний. На периферии размах составляет 0,3—0,5 ‰, а в центре моря 0,1—0,2 ‰. Преобладание западного максимума солености над восточным сохраняется и на горизонте 200 м. Однако различия в солености вод в центрах круговоротов не превышают 0,08 ‰. а осенью и зимой уменьшаются до 0,01—0,03 ‰.

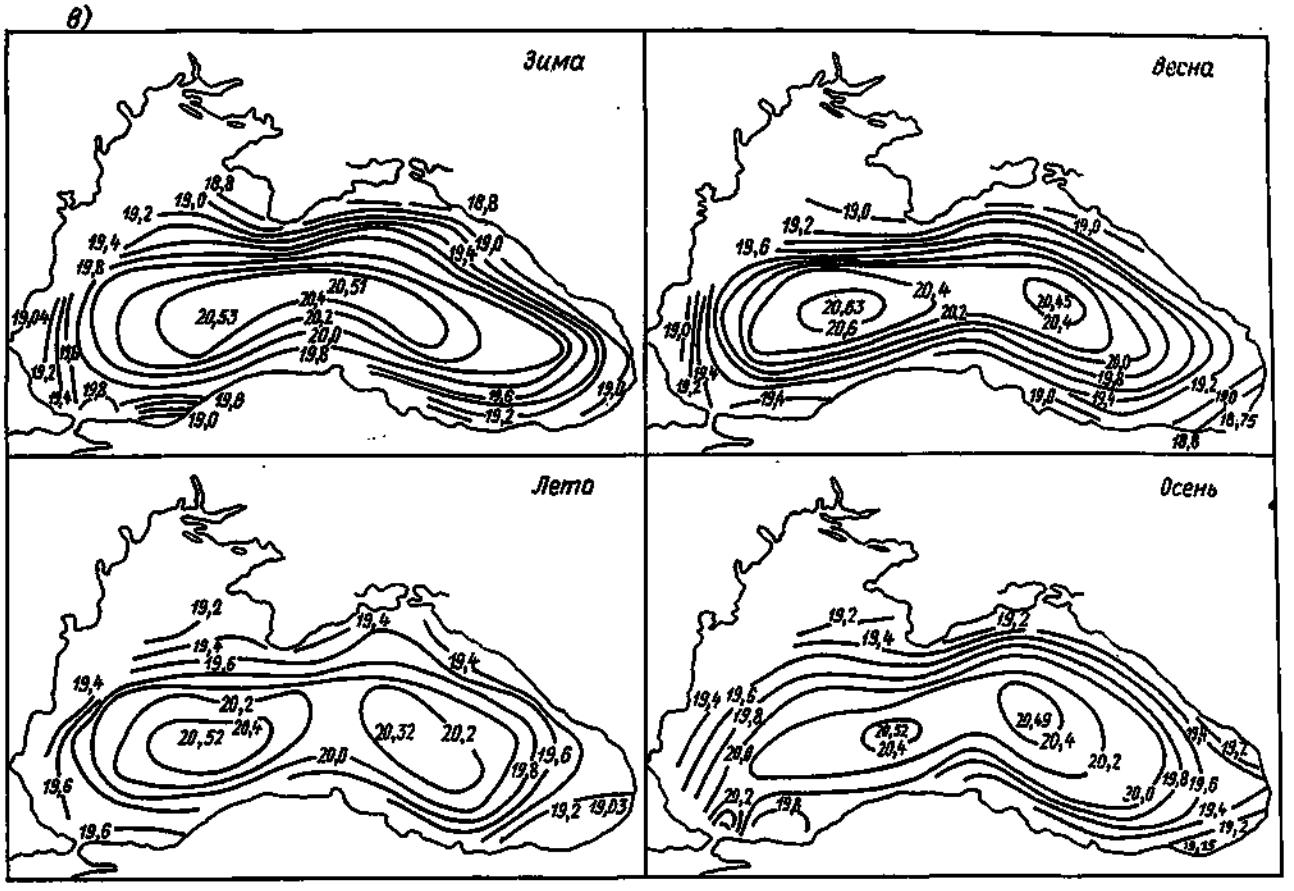


Рис. 2.10. Средняя многолетняя соленость вод на горизонтах 20 (*а*), 50 (*б*), 100 м (*в*), ‰.

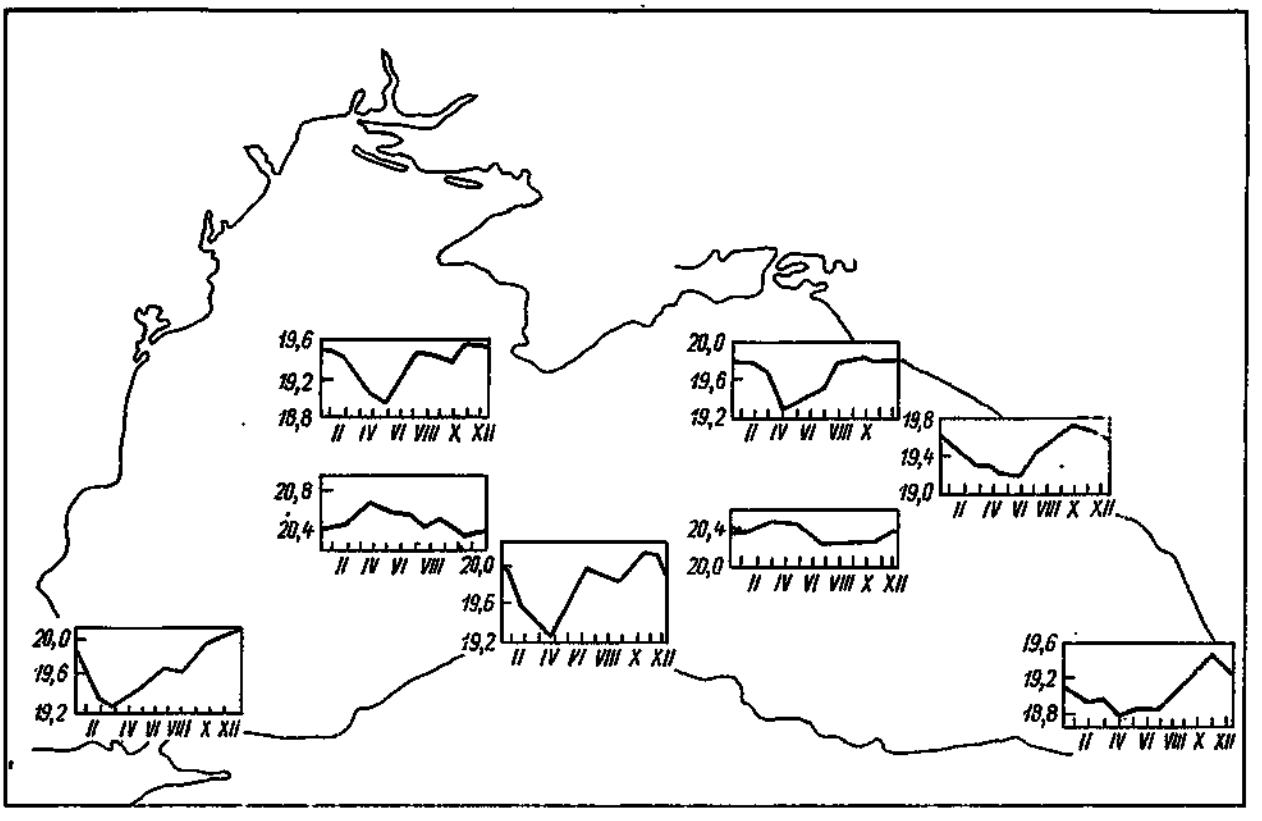


Рис. 2.11. Годовой ход солености в различных районах моря на горизонте 100 м, ‰.

Наибольший контраст поля солености зимой составляет 0,84 ‰. Наиболее распреснены в это время воды на склоне северо-западного шельфа (20,61 ‰) и в районе Крымского побережья. Весеннее поле солености демонстрирует интенсификацию глобальной циклонической завихренности. Западный максимум увеличивается до 21,47 ‰. В восточной части моря соленость повсеместно падает, но в прибрежных областях, особенно на

ошибка привела к искажениям схемы среднего многолетнего распределения динамической топографии поверхности Черного моря, приведенной в этой же работе для ноября. В области стабильного восточного циклонического круговорота образовалась полоса с яркой антициклонической завихренностью, реальность которой не подтверждается ни инструментальными наблюдениями [93], ни структурой полей солености на вышележащих го-

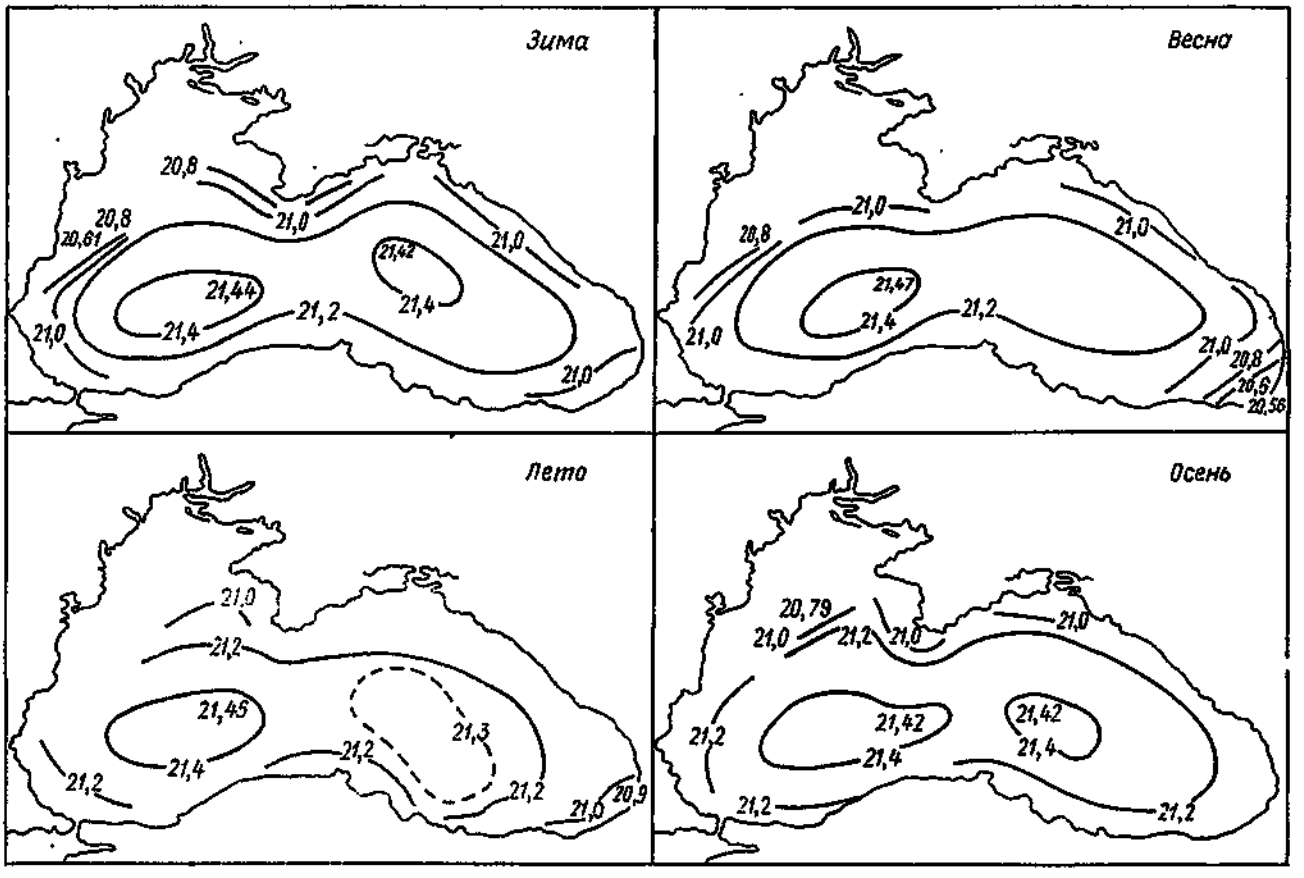


Рис. 2.12. Средняя многолетняя соленость вод на горизонте 200 м, ‰.

юго-востоке, значительно быстрее (до 20,56 ‰), чем в центре восточного круговорота. Контраст весеннего поля солености на горизонте 200 м максимален (0,89 ‰). Летом происходит опускание изогалинных поверхностей в центре западной части моря и подъем на периферии. Контраст летнего поля солености падает до минимума (0,55 ‰). Осенью соленость в восточном круговороте повышается, а в западном достигает минимума (21,42 ‰) и поле солености становится симметричным относительно линии Крым — Синоп. Следует отметить, что в работе [27] климатические поля солености на горизонте 200 м отличаются от приведенных в настоящей работе. Различия в полях солености зимой и весной незначительны и также демонстрируют весеннюю интенсификацию циклонической циркуляции с преобладанием ее в западной части моря. Однако летнее и в особенности осеннее поля в [27] имеют существенные неточности из-за малого количества данных. Западный максимум практически размыт, а осенью в центре восточной части локализован минимум солености более глубокий, чем в прибрежных районах. Эта

ризонтах, обнаруживающих строгую вертикальную преемственность.

Влияние циклонической циркуляции, повышающей соленость в центральных районах по сравнению с периферией, прослеживается в Черном море на глубинах до 1000 м. Но характерные сезонные изменения становятся малозаметными уже на горизонте 500 м (рис. 2.13). Наряду с повышением солености в центре моря на глубинах свыше 500 м обнаруживается подъем изогалинных поверхностей у Турции в районах к западу и востоку от м. Синоп. Максимумы солености в этих районах (22,06 ‰ на 500 м и 22,32 ‰ на 1000 м), по-видимому, связаны с наиболее вероятными областями опускания трансформированных мраморноморских вод. Минимальные значения солености на глубинах 500—1000 м наблюдаются на окраинах восточной и западной частей моря. Распресненными относительно центра моря являются также северная периферия моря и район, прилегающий к м. Синоп. Контраст годового поля солености на горизонте 500 м составляет 0,17 ‰, на горизонте 1000 м — 0,14 ‰. Наибольшие сезонные колебания

солености в среднем по морю для горизонтов 500 и 1000 м составляют 0,07 ‰ и 0,05 ‰ соответственно. На горизонте 2000 м (рис. 2.13) рассчитанное поле солености может иметь ошибки, соизмеримые с горизонтальной неоднородностью из-за малого объема наблюдений. Пространственные

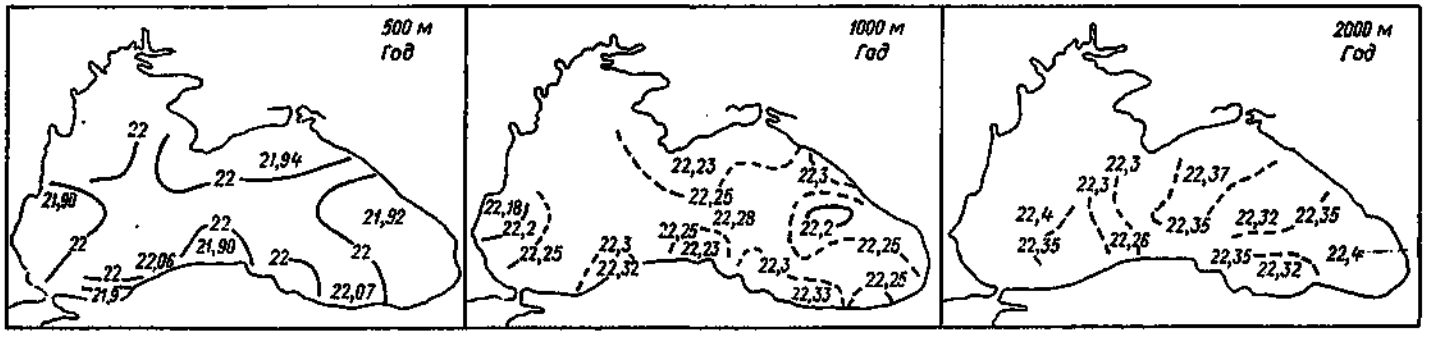


Рис. 2.13. Средняя многолетняя соленость вод на горизонтах 500, 1000, 2000 м, ‰.

изменения поля солености на горизонте 2000 м соответствуют горизонту 1000 м.

Изменчивость поля солености. Для оценки отклонений реальных полей от климатических полей солености рассмотрим пространственные и сезонные изменения оценок СКО.

западному побережью Крыма. Уровень СКО в этих районах, наиболее удаленных от очагов распреснения в направлении общей циклонической циркуляции, составляет 0,3—0,5 ‰. В центральных районах моря, менее подверженных распреснению, СКО не превышает 0,2 ‰. Сезонное увеличение СКО в поверхностном слое может достигать 100 % минимальной величины, соответствующей февральскому значению. Наибольшие значения СКО отмечаются в период достижения минимума солености или несколько раньше (см. рис. 2.8). Так, в феврале, когда распространение трансформированных речных вод в море минимально, области, в которых СКО меньше 0,2 ‰, охватывают обширные центральные районы и даже восточную половину северо-западной части моря. В августе СКО поля солености в северо-западной части моря везде превышают 1 ‰. Область СКО меньше 0,2 ‰ в этот период удалена от основного черноморского течения (ОЧТ), что связано со значительным меандрированием его потока в летнее время.

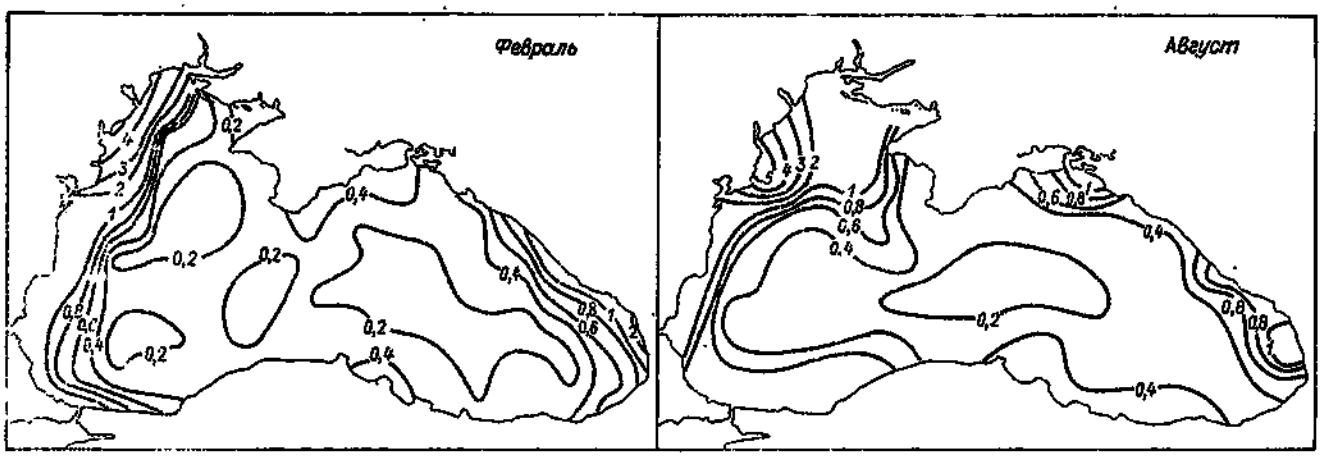


Рис. 2.14. Среднее квадратическое отклонение солености на горизонте 0 м. ‰.

Наибольшей изменчивостью солености отличаются воды поверхностного слоя в очагах распреснения (рис. 2.14). Абсолютный максимум СКО (4—6 ‰) приходится на дунайское устьевое взморье, где могут встретиться как нетрансформированные речные воды, так и воды открытого моря. На устьевом взморье рек Риони и Ингури, а также в предкерченском районе СКО в 3—4 раза меньше. Изменчивость солености на устьевых взморьях определяется нестабильностью поступления пресных вод и интенсивностью динамического перемешивания. В целом в поверхностном слое прослеживается согласованность полей климатических норм солености и СКО. В районах с высокой соленостью стабильность полей выше. В направлении нормали от берега значения СКО быстро уменьшаются и при удалении свыше 50 миль не превышают 0,4 ‰. Из прибрежных вод наиболее стабильным полем солености отличаются воды, прилегающие к Анатолийскому побережью и к юго-

Распределение СКО солености с глубиной (рис. 2.15) согласовано с климатическим полем вертикального градиента солености. В прибрежных районах, соответствующих циклоническим шлейфам трансформированных речных вод, верхний галоклин четко выражен в течение всего года. Максимум СКО (более 0,4 ‰) в этих районах приходится на горизонт 0 м. На глубине 30—50 м между верхним и постоянным галоклинами СКО несколько уменьшается. В центральных областях,

где верхний галоклин не выражен, изменчивость поля солености в подповерхностных слоях монотонно увеличивается с глубиной. Второй максимум изменчивости поля солености связан с постоянным галоклином. СКО в нем составляют 0,3—0,6 ‰, а на периферии моря, отличающейся наибольшими вертикальными движениями вод, достигают 0,8—1,0 ‰. Зимой, когда процессы обмена в галоклине интенсифицируются, изменчивость солености несколько возрастает. Наибольшая изменчивость поля солености отмечается на западной периферии

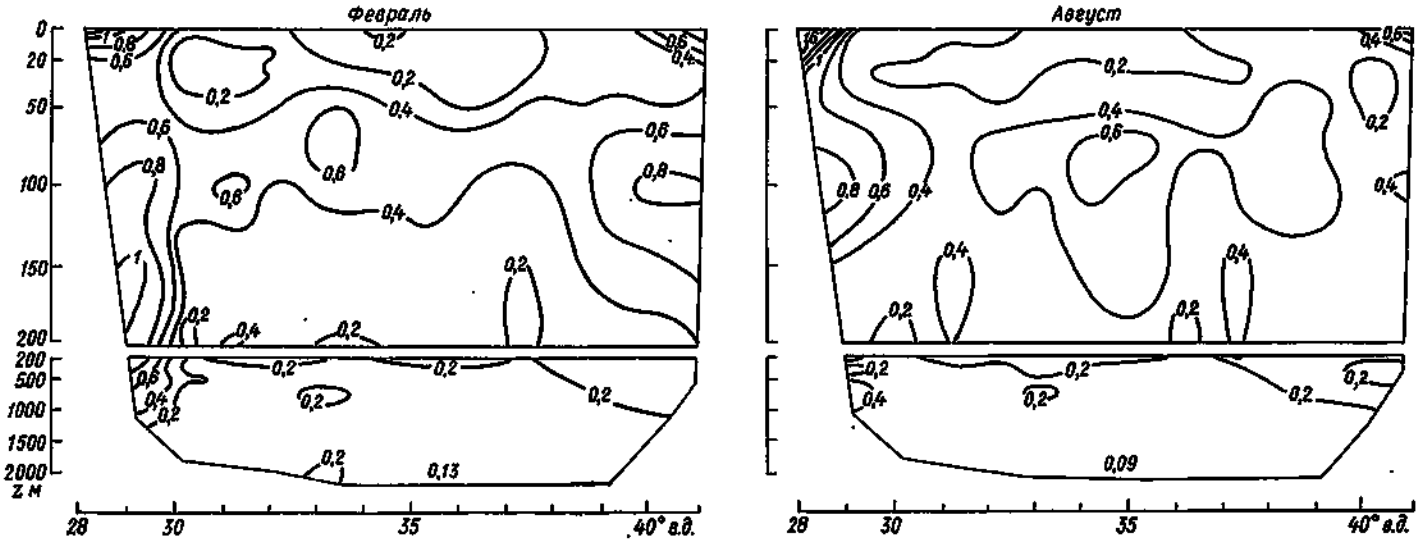


Рис. 2.15. Среднее квадратическое отклонение солености вод на широтном разрезе, ‰.

моря. Здесь процессы зимнего перемешивания и интенсификация циклонической циркуляции способствуют росту и заглублению максимума СКО.

На глубинах более 200 м значения СКО солености составляют 0,1—0,2 ‰. Синоптическая составляющая изменчивости солености здесь по данным многосуточных наблюдений не превышает 0,02—0,04 ‰, т. е. основной вклад в естественные колебания солености глубинных слоев принадлежит межгодовой изменчивости. Причиной этой изменчивости, так же как и соизмеримых с ней сезонных колебаний солености на больших глубинах, является нестабильность проникновения трансформированных мраморноморских вод.

2.2.2. Поле температуры

Общая характеристика поля температуры. Немонотонная термическая структура вод Черного моря с характерным минимумом в верхней области постоянного галоклина (рис. 2.16) формируется в условиях определяющего влияния устойчивой монотонной халинной структуры, ограничивающей глубину проникновения осенне-зимнего перемешивания [164]. Зимнее термическое уплотнение поверхностных вод Черного моря в силу географического расположения его в области умеренных широт невелико. Плотностное выравнивание при конвекции достигается на глубинах 30—40 м. Ниже этого уровня аккумулируются воды холодного промежуточного слоя (ХПС). Летний прогрев поверхностных слоев резко увеличивает устойчивость водных масс. Вклад термического компонента в плотностную стратификацию верхней черноморской водной массы летом значительно превышает вклад соленостного. Сезонный термоклин становится определяющим элементом структуры на глубинах до 20—30 м. Рис. 2.17 дает представление о годовом ходе температуры на стандартных горизонтах, рассчитанном помесячным осреднением данных по всем горизонтам. В деятельном слое моря наблюдается фазовое запаздывание достижения максимума, пропорциональное глубине горизонта. Характерным моментом для морей средних широт является также асимметрия кривых годового хода температуры в деятельном слое [99]. Монотонный рост солености с глубиной обусловливает в начальный период выхолаживания присутствие инверсий температуры, не нарушающих устойчивой плотностной стратификации. К концу зимы инверсионная прослойка размывается и в слое 0—50 м устанавливается относительная гомотермия, причем в восточной части моря, где ХПС имеет преимущественно адвективное происхождение, температура поверхностных слоев превышает температуру ХПС. Сезонные изменения средней температуры на горизонте 75 м связаны с зимним обновлением вод ХПС. В марте достигается минимум теплосодержания этих вод. Локальное повышение средней температуры на горизонте 75 м в апреле связан с весенним обострением куполообразной формы залегания изоповерхностей в галоклине. Влияние годового цикла тепловых потоков через поверхность моря прослеживается до горизонта 200 м. Размах сезонных колебаний составляет здесь около 1 % размаха сезонных колебаний температуры на поверхности. Следует отметить, что кривые, приведенные на рис. 2.16, в деятельном слое в основном качественно отражают термическую структуру вод. На глубинах свыше 100 м, где сезонные и пространственные колебания температуры невелики, осредненные за год и по горизонтам термические характеристики представляют собой наиболее достоверную на настоящий момент количественную характеристику термической структуры вод Черного моря на больших глубинах.

Вертикальный градиент температуры достигает максимума ($80 \cdot 10^{-4}$ °С/м) на глубинах около

100 м. Здесь же наблюдается промежуточный максимум горизонтальной неоднородности поля температуры, связанный с куполообразностью залегания изотермических поверхностей. До горизонта 500 м вертикальный градиент температуры уменьшается, а на больших глубинах приблизительно соответствует адиабатическому $1{,}4 \cdot 10^{-4}$ °С/м. Размах пространственных изменений на картах средних

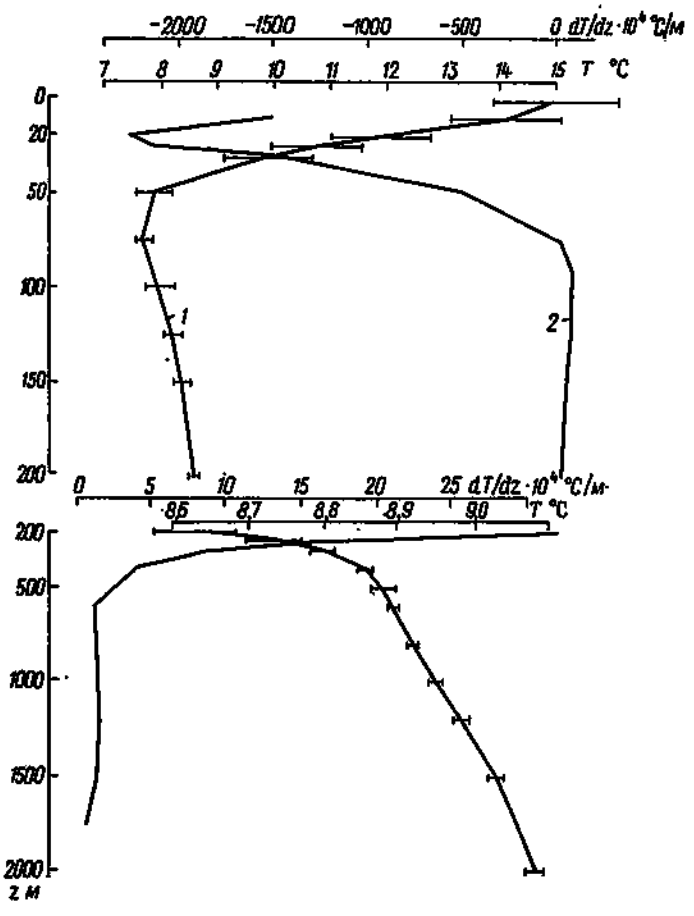


Рис. 2.16. Среднее распределение температуры (*1*) и вертикального градиента температуры (*2*) вод в Черном море.

годовых температур воды для горизонтов ниже 500 м не превысил 0,04 °С. Таким образом, климатические поля температуры на этих глубинах с высокой степенью точности можно считать горизонтально однородными.

Температура поверхностного слоя. Характерной особенностью поля температуры поверхностного слоя является сезонное постоянство минимума температуры в северо-западной части моря и максимума в юго-восточной. Зимой (рис. 2.18) за счет резкого охлаждения поверхностных вод северо-западной части до 2—4 °С (а у берегов и в Каркинитском заливе до температуры замерзания [56]) полный контраст поля температуры на горизонте 0 м составляет 8—10 °С. Наряду с внешними факторами (теплообмен с атмосферой, зимняя адвекция холода с речным стоком) интенсивное выхолаживание в северо-западной части усугубляется мелководностью и резкой халинной стратификацией на устьевых взморьях. На мелководье процесс охлаждения быстро охватывает всю толщину воды, лишенную потоков тепла из глубин. Даже если конвекция не доходит до дна, то устойчивая плотностная стратификация, обусловленная высокими вертикальными градиентами солености, затрудняет обмен тепла с нижележащими слоями. Инверсионная прослойка воды с температурой выше 8 °С часто сохраняется у дна на ду-

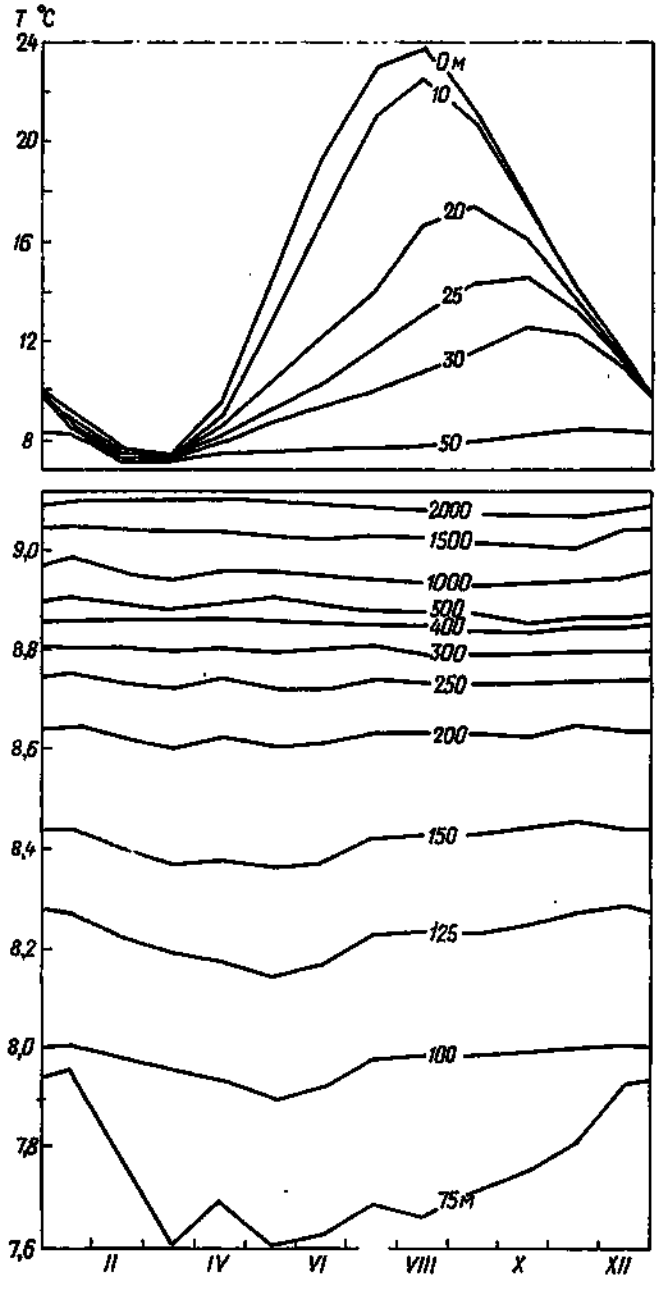


Рис. 2.17. Годовой ход средней по морю температуры вод на стандартных горизонтах.

найском устьевом взморье вплоть до февраля. Предкерченский район является вторым очагом холода, определяемым главным образом адвекцией азовоморских вод с температурой близкой к температуре замерзания. Оба прибрежных очага холода оконтурены фронтальными зонами. Отличительной чертой февральского распределения температуры является соответствие поля изотерм общей циклонической циркуляции моря. В другие сезоны локальные процессы теплообмена затушевывают влияние глобальной адвекции на температуру верхнего квазиоднородного слоя.

Весеннее повышение температуры в поверхностном слое западной части моря отмечается уже в марте. К середине апреля процессы формирования сезонного термоклина охватывают все море и к маю вертикальные градиенты температуры в поверхностном слое превышают 0,5 °С/м. Наиболее интенсивно поверхностный слой прогревается в районах циклонических шлейфов распреснения, где потоки холода из нижележащих

юго-восток температура растет, достигая значений 24—25 °С и даже 26 °С вблизи Сухуми. Характерной особенностью летнего распределения являются прибрежные понижения температуры воды в районах Крымского, Анатолийского и северо-западного побережий. Причиной этих понижений являются сгонные синоптические ситуации, вызывающие прибрежные апвеллинги. Отсутствие понижений температуры в районах Румелийского и Кав-

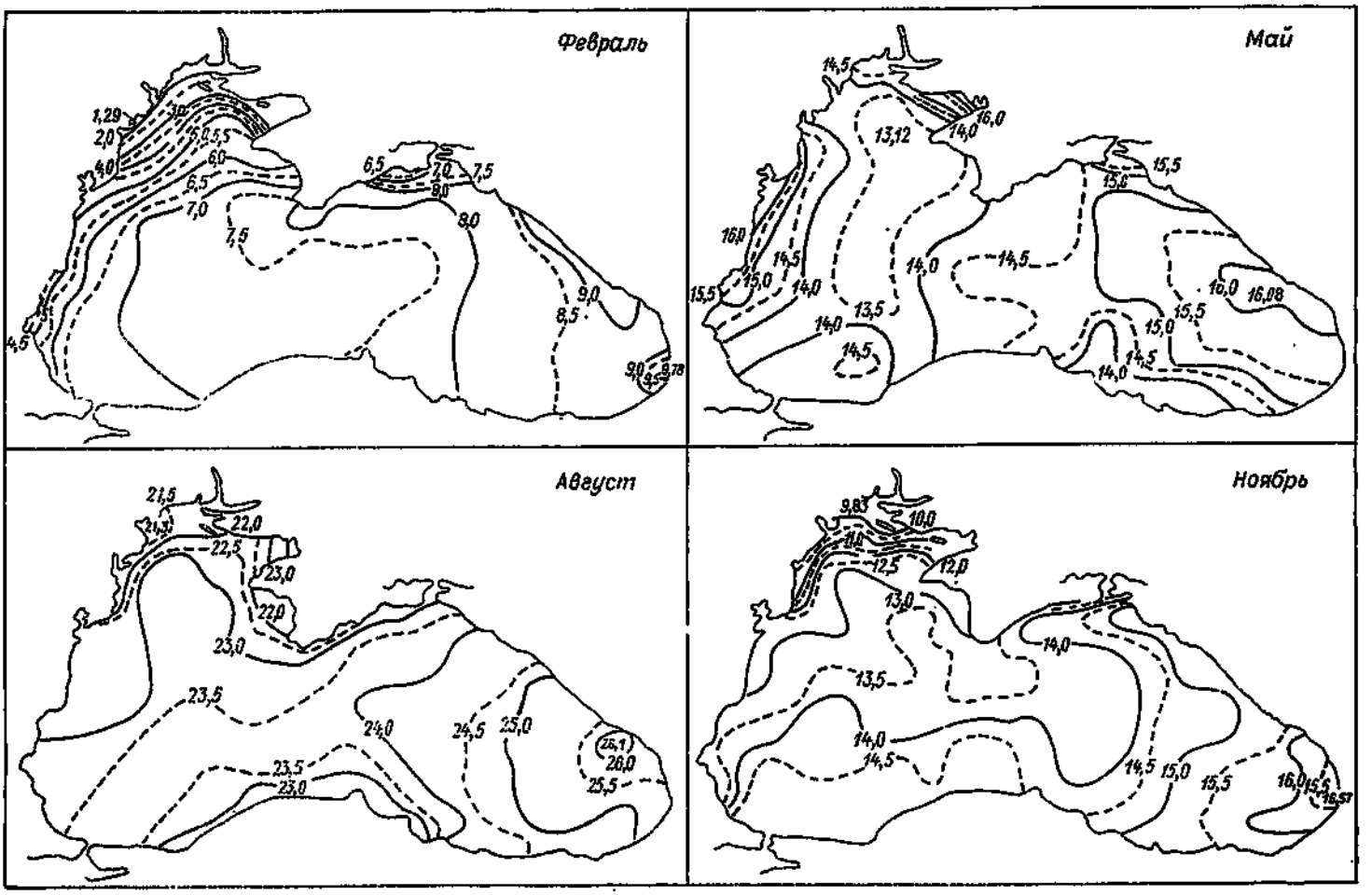


Рис. 2.18. Среднее многолетнее поле температуры в поверхностном слое, °С.

слоев ослаблены резкой халинной стратификацией. Максимумы майской температуры воды (15—16 °С) совпадают с основными очагами распреснения. Минимумы (13—14 °С) соответствуют районам, наименее подверженным влиянию стока рек в этот период (см. рис. 2.18). Поскольку весенний термоклин примыкает к поверхности моря, он легко разрушается ветровым перемешиванием. Поэтому весеннее поле температуры на горизонте 0 м очень изменчиво и может сильно отличаться от климатического. К концу весны воды поверхностного слоя прогреваются до 18,5—19,5 °С в западной части моря и до 20—21,5 °С в восточной. Пространственная изменчивость в июне уже незначительна, размах колебаний температуры от северо-запада к юго-востоку составляет всего 2 °С. Наибольшая энтальпия поверхностного слоя достигается в августе (см. рис. 2.18), когда водные массы прогреваются до 23—24 °С. Минимум температуры воды летом отмечается в северо-западной части (21—22 °С). По мере удаления на

казского побережий хорошо согласуется с данными работы [166], свидетельствующими о климатическом преобладании в этих районах нагонных синоптических ситуаций.

Осеннее выхолаживание Черного моря начинается в сентябре. К ноябрю температура поверхностного слоя падает в среднем на 10 °С. В северо-западном районе охлаждение вод протекает наиболее интенсивно. Следствием этого является увеличение горизонтальных градиентов температуры воды в северных районах моря. Центральные районы моря в ноябре заняты водами с температурой 13—15 °С. Пространственный размах составляет 6,5 °С. По мере дальнейшего охлаждения горизонтальная неоднородность поля температуры увеличивается.

Наибольший размах сезонных колебаний температуры в поверхностном слое (20 °С) наблюдается на дунайском устьевом взморье. Наименьший (15 °С) — в Каламитском заливе. При близких летних максимумах температуры последний район

значительно теплее зимой из-за адвекции тепла, поступающего с крымским потоком ОЧТ. В остальных районах моря размах составляет в среднем 16—17 °С. По достижении минимума температуры вод в поверхностном слое все море делится на две части. Граница раздела совпадает с февральским положением изотермы 7 °С. Северо-западнее минимум температуры в поверхностном слое достигается в феврале, юго-восточнее — в марте. Максимум температуры в поверхностном слое повсеместно отмечается в августе.

Проведенный анализ позволил выявить основные факторы, определяющие пространственную неоднородность климатического поля температуры в поверхностном слое Черного моря. Главенствующим, обусловливающим стабильное понижение температуры в северо-западной части моря и достижение максимума в юго-восточной, является климатическое различие этих районов. Первый характеризуется умеренным климатом, а второй — субтропическим [152]. Холодные азовоморские воды зимой формируют второй очаг холода в предкерченском районе. Общая циклоническая циркуляция осуществляет адвекцию тепла (холода) в направлении против часовой стрелки от районов с экстремальными значениями и наиболее заметна в зимнем положении изотерм. В весенний период фактором, определяющим горизонтальную неоднородность поля температуры, становится халинная стратификация вод поверхностного слоя. Она обусловливает появление максимумов температуры вод в районах распреснения и минимумов — в районах, наименее подверженных влиянию стока. Летом положение минимумов температуры соответствует районам с наибольшей повторяемостью сгонных синоптических ситуаций, вызывающих прибрежные апвеллинги. Осенью и зимой пространственная неоднородность поля температуры определяется в основном вышеупомянутыми климатическими различиями. Фактором, усугубляющим северо-западный минимум температуры, является мелководность и соответственно меньший теплозапас вод, участвующих в процессе охлаждения.

Сравнительный анализ климатических полей температуры [11] с полями из последней обстоятельной работы [27] показал, что увеличение объема информации и новый методический подход при ее обработке позволил детализировать ряд физических особенностей и избежать некоторых ошибок, допущенных в работе [27]. Так, на февральском поле отчетливо проявился прикерченский минимум температуры воды, который стабильно формируется из-за адвекции холода потоком через Керченский пролив. Августовское распределение изотерм четко обозначило области понижений температуры, связанные со сгонными явлениями. На майском распределении отсутствуют минимумы температуры на дунайском устьевом взморье и районе Анатолийского побережья, которые подвергались сомнению в работе [27]. Значительно уточнено, по нашему мнению, ноябрьское климатическое поле температуры у берегов Турции, где расхождения составили 3,5 °С.

Вертикальное распределение температуры воды. Водную толщу Черного моря по характеру устойчивых в многолетнем плане пространственных неоднородностей и наличию сезонных колебаний в поле температуры можно условно разделить на три слоя. Наиболее изменчивым является деятельный слой, в котором наблюдаются устойчивые вертикальные, горизонтальные и сезонные изменения поля температуры. За его нижнюю границу орнентировочно можно принять горизонт 200 м, где размах сезонных колебаний, связанных с годовым циклом потоков тепла через поверхность, уменьшается более чем в 100 раз по сравнению с размахом на горизонте 0 м. В пределах слоя 200—500 м наблюдаются устойчивые вертикальные и горизонтальные изменения. Сезонные изменения здесь практически не выделяются на фоне изменчивости с меньшими и большими временными масштабами. В толще вод глубже 500 м отсутствуют устойчивые горизонтальные изменения. В климатическом плане здесь достоверно выделяется только повышение температуры вод с глубиной, связанное с адиабатическим нагреванием.

Деятельный слой Черного моря по механизму изменения энтальпии вод в свою очередь можно разделить на два слоя. Первый — с преимущественно вертикальным обменом тепла, включает в себя верхний квазиоднородный слой (ВКС) и слой сезонного термоклина. Второй — холодный промежуточный слой (ХПС), изменение энтальпии которого (по крайней мере, в зимний сезон) происходит в основном за счет горизонтальной адвекции вод, изопикнически распространяющихся в верхних слоях постоянного галоклина.

Тепловой режим ВКС рассмотрен в предыдущем разделе. Вертикальное распределение температуры воды в море на широтном разрезе (рис. 2.19) показывает, что положение сезонного термоклина в августе приблизительно соответствует горизонту 20 м. Февральское распределение температуры на глубине 20 м практически не отличается от распределения в поверхностном слое (рис. 2.20). Поле температуры летом отражает основные региональные особенности заглубления термоклина. В северо-западной части моря устойчивая халинная стратификация препятствует вертикальному обмену теплом и термоклин не заглубляется ниже 20 м. В глубоководной западной части моря верхний галоклин менее интенсивен. Преобладающие ветры северных румбов над морем благоприятны для развития волнового перемешивания в южных районах. В результате, на горизонте 20 м в юго-западной части моря отмечаются максимальные значения температуры воды в летнее время (до 21 °С). Климатическое заглубление термоклина в восточной части моря на 5—7 м меньше, чем в западной. Причинами этого являются более высокие вертикальные градиенты солености и меньшая интенсивность волнового перемешивания, чем в западной части. Рост температуры воды от центра моря к побережью на горизонте 20 м в восточной части моря составляет 5—8 °С. Заглубление термоклина у берегов обусловлено повышенным режимом турбулентности прибрежных вод.

Таким образом, горизонт 20 м летом характеризует сечение поля температуры в области сезонного термоклина. Отклонение последнего от горизонтального положения обусловливает высокие горизонтальные градиенты. Конкретное распределение температуры на горизонте 20 м из-за нестабильности положения сезонного термоклина может

существенно отличаться от среднего многолетнего, но общие качественные черты поля: минимум температуры в северо-западной части моря, максимум — в юго-западной и минимум — в центре восточной — устойчивы в многолетнем плане. Размах сезонных колебаний температуры на горизонте 20 м максимален (13—14 °С) в юго-западном районе моря. Минимум размаха (5—6 °С) наблюдается в центре восточной части. У берегов, вследствие турбулизирующего влияния рельефа, размах сезонных колебаний повсеместно увеличивается

конвективного перемешивания, так как гомохалинность наблюдается обычно в слое 0—30 м. Выравнивание температуры в слое 0—50 м происходит из-за адвекции холодных придонных вод, формирующихся зимой в северо-западной части моря и изопикнически распространяющихся в слое 30—50 м в западной части моря [27].

Пространственный минимум температуры на горизонте 50 м сохраняется в северо-западной части моря вплоть до декабря. В феврале он составляет 5,83 °С, а в августе 7,25 °С. В течение

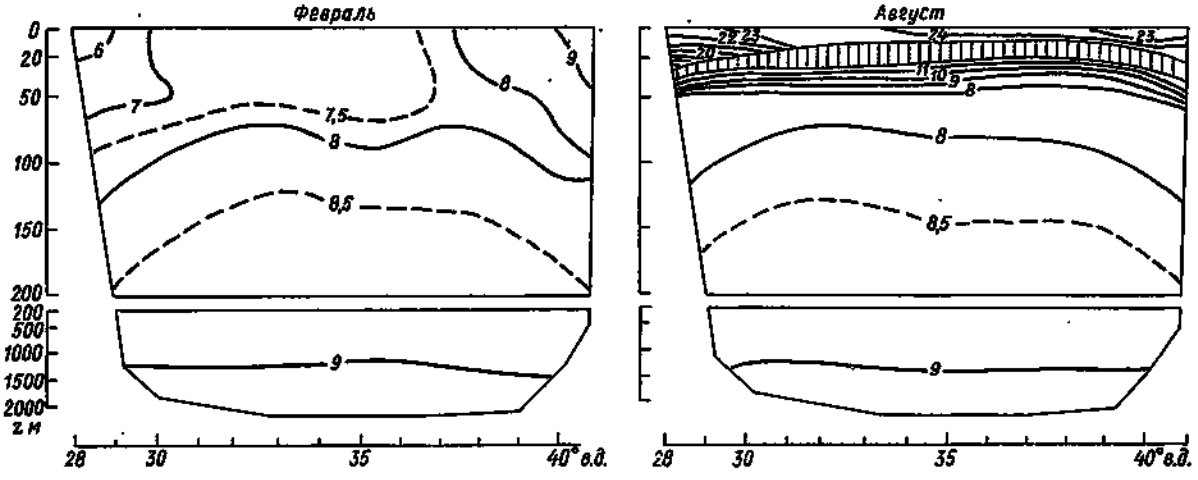


Рис. 2.19. Средняя многолетняя температура вод на широтном разрезе, °С.
Штриховкой показана область $|dT/dz| > 0{,}5$ °С/м.

(10—11 °С). По времени достижения минимальной годовой температуры на горизонте 20 м все море делится на две части. Граница раздела и фазовые смещения минимума в целом аналогичны поверхностному слою. Только на дунайском устьевом взморье минимум температуры на горизонте 20 м у дна достигается в марте—апреле, так как зимнее вертикальное перемешивание не пробивает верхний галоклин, наиболее мощный в данном районе. Достижение максимума температуры на горизонте 20 м в основном наблюдается в сентябре. Исключение составляют области, ограниченные августовской изотермой 14 °С (см. рис. 2.20). Запаздывание достижения максимума на 1 мес в этих областях свидетельствует о пониженном вертикальном обмене теплом.

Интенсивность вертикального турбулентного обмена теплом быстро убывает с глубиной. В весенне-летний период этот процесс блокируется в сезонном термоклине. В осенне-зимний — распространяется до глубин порядка 50 м. Февральское распределение температуры на горизонте 50 м (см. рис. 2.20) во многом сходно с распределением в вышележащих слоях. Но в районе восточнее меридиана Керченского пролива воды на горизонте 50 м примерно на 0,5 °С холоднее, чем расположенные над ними воды слоя 0—20 м (см. рис. 2.20). Это свидетельствует об адвективной природе ХПС на востоке моря и неоднократно демонстрировалось по данным конкретных съемок [53] и по результатам обобщения многолетних материалов [27]. Следует отметить, что относительная зимняя гомотермия в слое 0—50 м в западной части моря не является следствием только

весны и лета горизонтальная неоднородность поля температуры уменьшается, а энтальпия вод медленно растет. В августе почти все море на глубине 50 м занято водами с температурой 7,5—8 °С. Существенная перестройка поля температуры начинается осенью, когда сезонный термоклин заглубляется в результате ветрового перемешивания. На периферии моря интенсивность вертикального турбулентного обмена значительно выше, чем в центре, так как благодаря ОЧТ здесь развивается сдвиговая неустойчивость. Большая роль принадлежит также прибрежной турбулизации. Эти факторы обусловливают повышение температуры воды на периферии вплоть до 50 м даже в условиях устойчивой плотностной стратификации. К ноябрю (см. рис. 2.20) прибрежные воды на горизонте 50 м прогреваются до 10 °С. В центре моря температура вод практически не меняется, оставаясь на уровне 7,5—8 °С. Максимум размаха сезонных колебаний на горизонте 50 м приходится на западную часть моря и составляет 3,4 °С. Минимум (0,6 °С) соответствует центру восточного циклонического круговорота. В центре западного — размах 1,1 °С, а на периферии колеблется в пределах 1,5—2,5 °С. По времени достижения минимума температуры на горизонте 50 м море делится на три части. Границы их соответствуют положению изотерм на картах февральского распределения температуры воды (см. рис. 2.20). Северо-западнее изотермы 7 °С минимум достигается в феврале. В области 7—8 °С — в марте, а в остальных районах — в мае—июне. Такое распределение также связано с адвективным распространением холода из северных районов моря в соот-

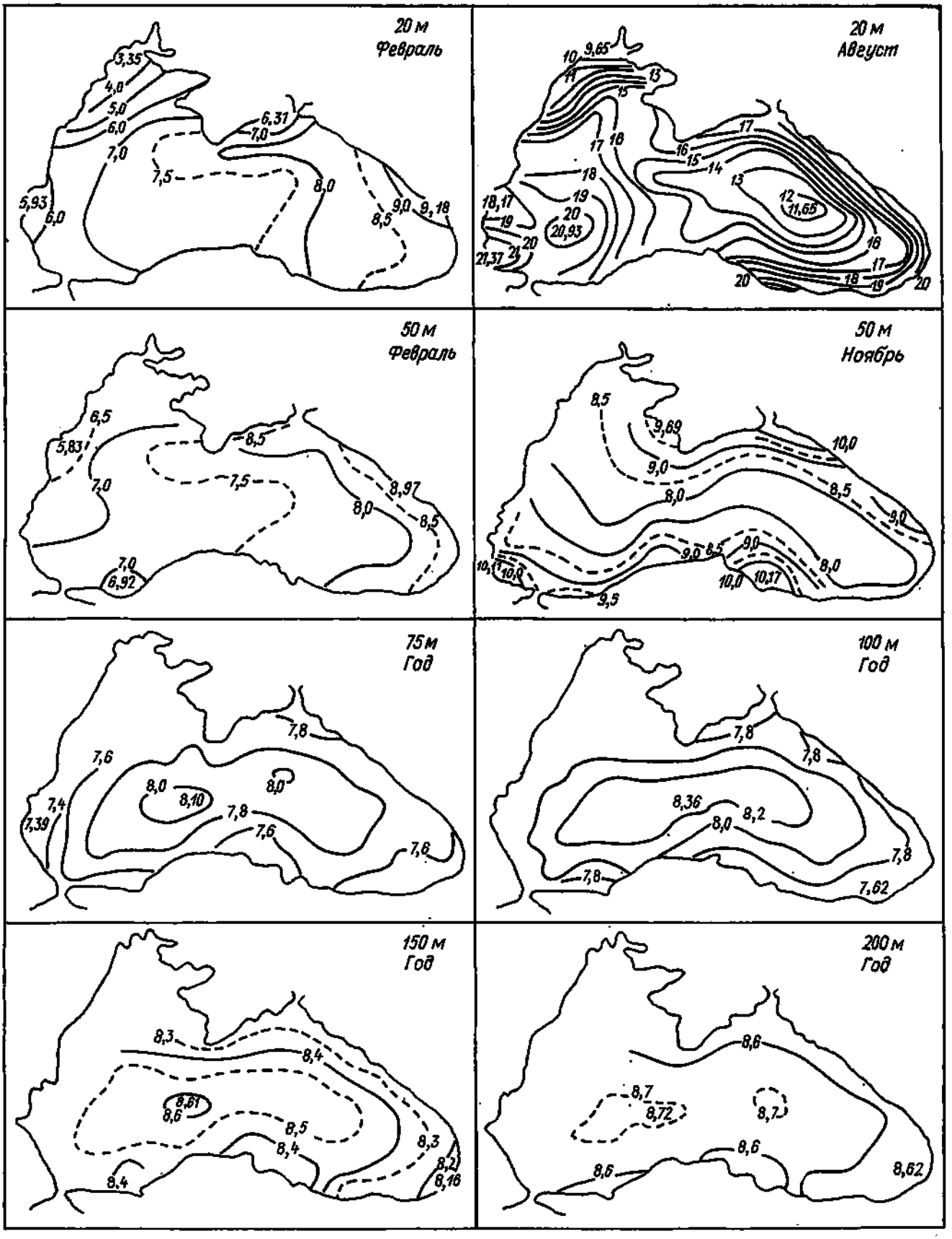


Рис. 2.20. Средняя многолетняя температура вод на горизонтах 20, 50, 75, 100, 150, 200 м, °С.

ветствии с общей циклонической циркуляцией. Максимум температуры воды на горизонте 50 м отмечается в ноябре—декабре.

Распределение температуры воды на горизонте 75 м (см. рис. 2.20) характеризует тепловой режим в области ядра ХПС. За границы этого слоя традиционно принимаются изотермические поверхности 8 °С. Нижняя изотермическая поверхность 8 °С соответствует куполообразному положению постоянного галоклина на уровне изогалинной поверхности 20 ‰. В центрах циклонических круговоротов горизонт 75 м пересекает изотермическую поверхность 8 °С. На периферии нижняя граница ХПС заглубляется ниже 75 м. В результате поле температуры на этом горизонте имеет максимумы 8—8,1 °С в центрах западного и восточного циклонических круговоротов. К периферии моря температура уменьшается. У западных берегов постоянно удерживается более глубокий минимум (7,3—7,5 °С). Сезонный размах колебаний температуры на горизонте 75 м не превышает 1 °С, при среднем его значении 0,4 °С. На периферии моря размах в среднем в 2 раза выше, чем в центре моря. В марте и апреле, когда обостряется куполообразность изоповерхностей в галоклине, область, оконтуренная изотермой 8 °С на горизонте 75 м, увеличивается примерно в 2,5 раза. Следствием этого является локальный максимум температуры в апреле на кривой годового хода средней по горизонту температуры (см. рис. 2.17). Уже в мае при незначительном опадании купола горизонт 75 м опять занимают в основном воды ХПС и средняя температура вод понижается. В другие месяцы сезонные колебания температуры на горизонте 75 м происходят синхронно с обновлением и трансформацией вод в ХПС. С января по март в результате зимнего перемешивания они охлаждаются, а с апреля по декабрь ХПС медленно прогревается под влиянием вертикального турбулентного обмена с выше- и нижележащими водами.

На горизонте 100 м (см. рис. 2.20) изотерма 8 °С оконтуривает обширные центральные районы моря. Максимум температуры здесь сохраняется в центре западного круговорота и составляет 8,4 °С. Горизонтальная структура поля температуры целиком определяется куполообразностью изотермических поверхностей и устойчива в течение года. В отличие от горизонта 75 м наименьшие температуры (7,6 °С) на этом горизонте наблюдаются в юго-восточном районе моря. Климатическое постоянство минимумов температуры и солености в юго-восточном районе является хорошей иллюстрацией нисходящего движения вод, связанного с квазистационарным антициклоническим круговоротом. Полный контраст среднего годового поля температуры составляет 0,74 °С, что на 0,03 °С превышает контраст поля на горизонте 75 м. Сезонные изменения температуры в области постоянного галоклина, связанные с весенним обострением куполообразной формы изоповерхностей, слабо выражены, так как вертикальные градиенты температуры малы (менее $100 \cdot 10^{-4}$ °С/м). Только в центре западного циклонического круговорота отмечаются устойчивый максимум температуры воды в апреле и минимум в октябре. Размах колебаний составляет в среднем 0,3 °С. На периферии размах увеличивается до 0,4 °С. Таким образом, сезонные изменения температуры на горизонте 100 м определяются в основном колебаниями температуры в вышележащем ХПС и в меньшей степени вертикальными движениями вод, связанными с сезонной нестационарностью циклонической циркуляции.

Основные факторы, определяющие пространственную структуру и сезонные колебания температуры на горизонте 100 м, сохраняются и для горизонтов 150 и 200 м (см. рис. 2.20). Но по мере удаления от ХПС уменьшается размах сезонных колебаний (0,2 °С на горизонте 150 м и 0,15 °С на горизонте 200 м) и горизонтальный контраст поля (0,45 °С на горизонте 150 м и 0,20 °С на горизонте 200 м), связанный с куполообразностью залегания изоповерхностей.

Климатическое поле температуры на глубинах свыше 200 м с точностью до 0,05 °С можно считать стационарным в пределах годового цикла. В слое 200—500 м средние годовые распределения температуры на горизонтальных сечениях обнаруживают куполообразность залегания изотермических поверхностей, но уже на горизонте 400 м контраст температуры воды от центров циклонических круговоротов к периферии моря падает до 0,04 °С. Среднее многолетнее распределение температуры воды на горизонтах ниже 500 м носит ячеистый характер и изменяется в следующих пределах:

Горизонт, м	500	800	1000	1500	2000
Температура, °С	8,86—8,90	8,90—8,93	8,93—8,96	9,01—9,05	9,07—9,10

Изменчивость поля температуры. Анализ изменчивости поля температуры выполнен по средним квадратическим отклонениям (СКО), рассчитанным аналогично СКО солености (см. п. 2.2.1).

Наибольшая горизонтальная неоднородность поля СКО температуры в поверхностном слое (рис. 2.21) отмечается в зимнее время, когда на северо-западе моря и в предкерченском районе формируются локальные очаги холода, оконтуренные фронтальными зонами. Максимум СКО (2,5—3 °С) зимой наблюдается в восточной половине северо-западной части моря, так как преобладающий зимний перенос вод здесь перпендикулярен термическому фронту [27] и существенно влияет на его положение. В западной половине северо-западной части преобладающий перенос параллелен изотермам и СКО при не меньшем контрасте фронтального раздела составляют 1,5—2 °С. Такой же уровень изменчивости температуры наблюдается и в предкерченском районе, куда поступают холодные азовоморские воды. В остальных районах моря зимой горизонтальные и вертикальные градиенты температуры малы и изменчивость, определяемая в основном межгодовыми колебаниями условий выхолаживания, достигает сезонного минимума (0,5—1 °С).

Весной поверхностный слой быстро прогревается на всей акватории. Повсеместно формируется приповерхностный термоклин и стабильность поля температуры резко падает. В мае СКО в среднем по морю составляют 2—2,5 °С с сохранением максимумов (3 °С) в северо-западном и предкерчен-

ском районах. По мере заглубления сезонного термоклина изменчивость температуры поверхностного слоя уменьшается. В августе (см. рис. 2.21) обширные юго-западный и юго-восточный район моря имеют более стабильное поле температуры (СКО меньше 1,5 °С), чем остальные районы. Совслое под термоклином связано с генерацией возмущений вихревыми синоптическими образованиями, наиболее часто наблюдаемыми в летнее время [27]. Области повышенной изменчивости поля температуры, оконтуренные изолинией 0,05 °С на глубинах свыше 500 м, по-видимому,

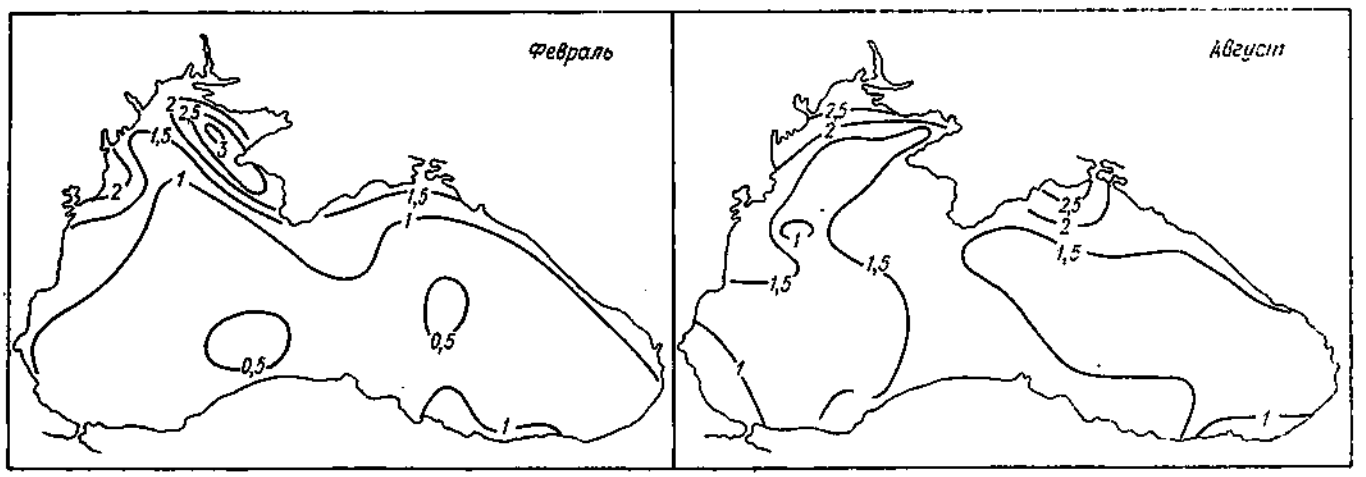


Рис. 2.21. Среднее квадратическое отклонение температуры вод на горизонте 0 м, °С.

падение областей повышенных СКО с областями минимумов на августовском распределении температуры в поверхностном слое показывает, что максимумы изменчивости обусловлены влиянием прибрежных апвеллингов.

связаны с зонами наибольшей повторяемости распространения трансформированных мраморноморских вод, наблюдающихся на этих глубинах в виде слоев с аномальными значениями температуры и солености [24].

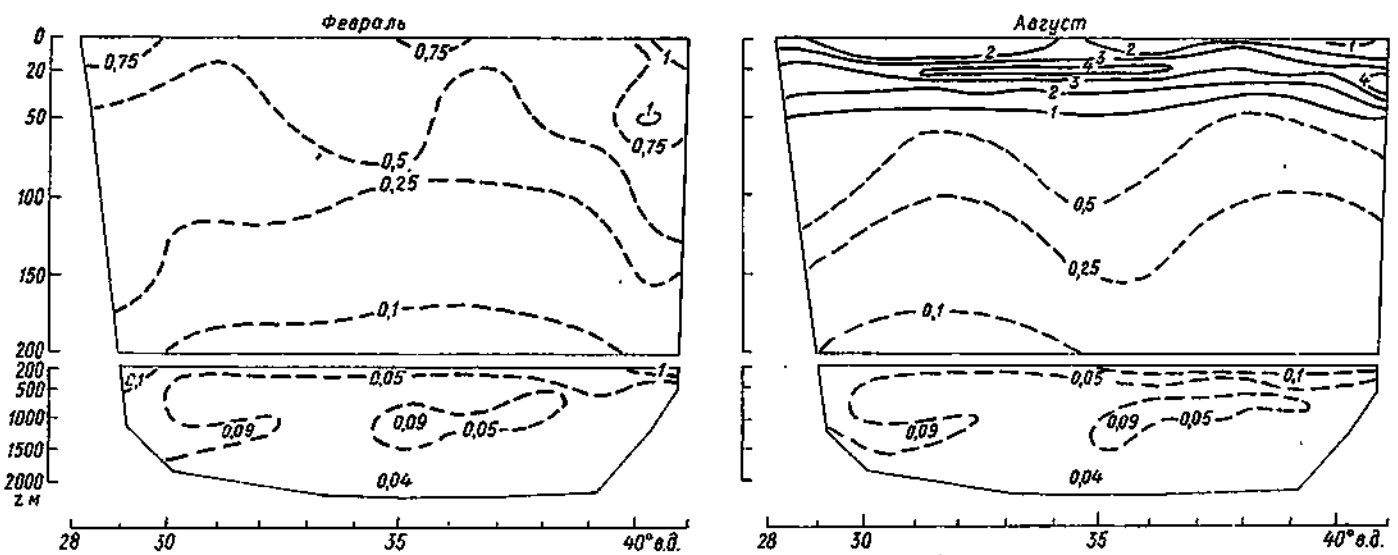


Рис. 2.22. Среднее квадратическое отклонение температуры вод на широтном разрезе, °С.

Зимой СКО монотонно убывает с глубиной, а летом имеет максимум (до 4 °С) в слое сезонного термоклина (рис. 2.22). Поле температуры ХПС характеризуется значениями СКО 0,5—1 °С. В области постоянного галоклина (100 м) поле температуры, так же как поле солености, имеет промежуточный экстремум вертикального градиента, но по своей интенсивности (около 100×10^{-4} °С/м) он на порядок меньше, чем вертикальный градиент в сезонном термоклине и его влияние не обнаруживается в поле СКО на фоне остальных факторов, определяющих изменчивость. Заглубление изолиний СКО летом в деятельном

2.3. СТРУКТУРА ВОД МОРЯ

Согласно работе [72], структура вод водоема определяется сочетанием в пространстве водных масс и границ между ними. Специфической особенностью вод Черного моря является то, что они сформировались в основном в результате смешения пресных вод и вод, поступающих из Мраморного моря через прол. Босфор. Первичная мраморноморская водная масса с соленостью 28—36 ‰ обнаруживается только в прибосфорском районе в виде тонкого слоя (1—3 м) у дна [12, 50]. На свале глубин она смешивается с водами холод-

ного промежуточного слоя и пополняет основную черноморскую водную массу под постоянным галоклином. Трансформация пресных вод, поступающих на поверхность моря происходит в соответствии с пространственными масштабами влияния основных турбулизирующих факторов. Так, в результате прибрежной турбулизации формируется сравнительно однородная прибрежная (мелководная) водная масса, ограниченная халинными фронтами. Турбулентность, генерируемая локальными процессами на границе море—атмосфера, образует квазиоднородный слой, подстилаемый верхним пикноклином. Под ним в условиях устойчивой стратификации турбулентность генерируется в основном сдвиговой неустойчивостью скорости течений. Зимой конвективное перемешивание заглубляет верхний пикноклин и интенсифицирует циркуляцию вод. В результате формируется основной пикноклин, представляющий собой переходный слой с пониженной температурой и высокими вертикальными градиентами солености.

Существующая классификация водных масс Черного моря наиболее определенно сформулирована в работе [164]. Базируется она на выделении из непрерывно трансформируемых черноморских вод сравнительно однородных по солености объемов и переходных границ между ними. Качественная характеристика термохалинной структуры по конкретным и частично обобщенным глубоководным океанографическим наблюдениям представлена в цикле работ Морского гидрофизического института АН УССР [31, 33, 34, 35, 80]. В работе [27] выполнен глубокий анализ сезонной изменчивости основных элементов структуры вод для отдельных районов моря, наиболее обеспеченных наблюдениями. До настоящего времени количественная оценка параметров водных масс Черного моря, при конкретизации границ между ними, выполнена в работах [64] по необобщенным материалам летних экспедиций за период 1924—1966 гг. и [165] по данным синхронных съемок, проведенных в феврале 1956 г. и в августе 1957 г. Дополнение и уточнение полученных результатов представляется необходимым выполнить с использованием средних многолетних полей температуры и солености, так как в этом случае исключается искажающая результаты анализа неоднородность использованного материала и уменьшается вероятность ошибочных выводов.

2.3.1. Статистический термохалинный анализ вод в пределах годового цикла

Показательной количественной характеристикой структуры моря является двумерная функция распределения $P(T, S)$ [2], получаемая в результате объемного статистического T, S-анализа вод [112, 113]. Ярко выраженная внутригодовая изменчивость термохалинной структуры деятельного слоя Черного моря указывает на необходимость сезонного представления функции $P(T, S)$.

Средние многолетние поля температуры и солености Черного моря, послужившие исходным материалом для расчета $P(T, S)$, как было показано, приведены к стандартным горизонтам, центрам временных интервалов обобщения и центрам сферических трапеций ($40 \times 60'$) регулярной пространственной сетки. Средняя глубина каждой трапеции принималась согласно работе [14]. В прибрежных районах площади неполных трапеций от поверхности до средней глубины приравнивались площади на поверхности моря. Объем моря с такой аппроксимацией дна оказался равным 538 077 км³ и близким к оценке в работе [14], полученной планиметрированием по изобатам (538 124 км³). Все накопленные объемы по классам увеличены пропорционально отношению 538 124/538 077. Вертикальные границы слоев, по которым производилось суммирование объемов, были выбраны с учетом стратификации водных масс Черного моря в интервале глубин 0—30 м через 2 м, далее до 50 м через 4 м, до 100 м через 10 м, до 300 м через 50 м, до 600 м через 100 м, ниже (до дна) границы слоев соответствуют стандартным горизонтам.

Значения температуры и солености интерполировались на границы слоев с помощью логарифмической формулы [90]. T, S-индексы у дна приравнивались их значениям на ближайшей границе слоя. Размеры T, S-классов для расчета по всему морю составляют 0,2 ‰ по солености и 1 °С по температуре. С целью исключения влияния длин интервалов расчеты энтальпии и солесодержания для каждого T, S-класса выполнены путем суммирования содержаний тепла и соли исходных слоев. Температура и соленость слоя определялись как средние из значений на его границах. Удельная теплоемкость и плотность морской воды рассчитывались согласно работе [112].

На рис. 2.23 представлены двумерные плотности вероятности $P(T, S)$ вод Черного моря для зимнего и летнего сезонов. Частные распределения температуры $P(T)$ и солености $P(S)$, полученные суммированием по вертикалям и горизонталям, даны в виде диаграмм с логарифмическим масштабом шкалы вероятностей.

Слоистая структура вод Черного моря в сочетании с монотонным ростом солености с глубиной обусловливает высокую наглядность статистических T, S-диаграмм. Сезонные изменения характеристик вод сосредоточены в деятельном слое, составляющем около 8 % общего объема моря, если за его нижнюю границу принять изогалинную поверхность 20 ‰. В связи с этим запасы тепла и солей полного объема моря (табл. 2.2) для различных сезонов мало отличаются друг от друга.

В самостоятельную водную массу, согласно рекомендации [164], выделена мелководная (прибрежная) черноморская водная масса (МЧВМ), удовлетворяющая критерию $S < 17$ ‰. Количественные характеристики МЧВМ являются индикаторами степени антропогенной нагрузки на весь водоем, так как они определяются в большей степени объемом речного стока нежели процессами, происходящими в море. Размах годовых колебаний объема МЧВМ составляет 368,2 км³, что в 1,3 раза больше среднего годового объема. Учитывая столь существенную сезонную трансформацию, характеристики МЧВМ рассчитаны с месячной дискретностью (табл. 2.3). Наименьший объем прибрежных вод с соленостью 17 ‰ наблюдается в феврале. Это объясняется действием двух факторов: низким (но не минимальным) речным стоком (см. гл. 1.1) и интенсивной трансформацией этих вод в условиях зимнего перемешивания.

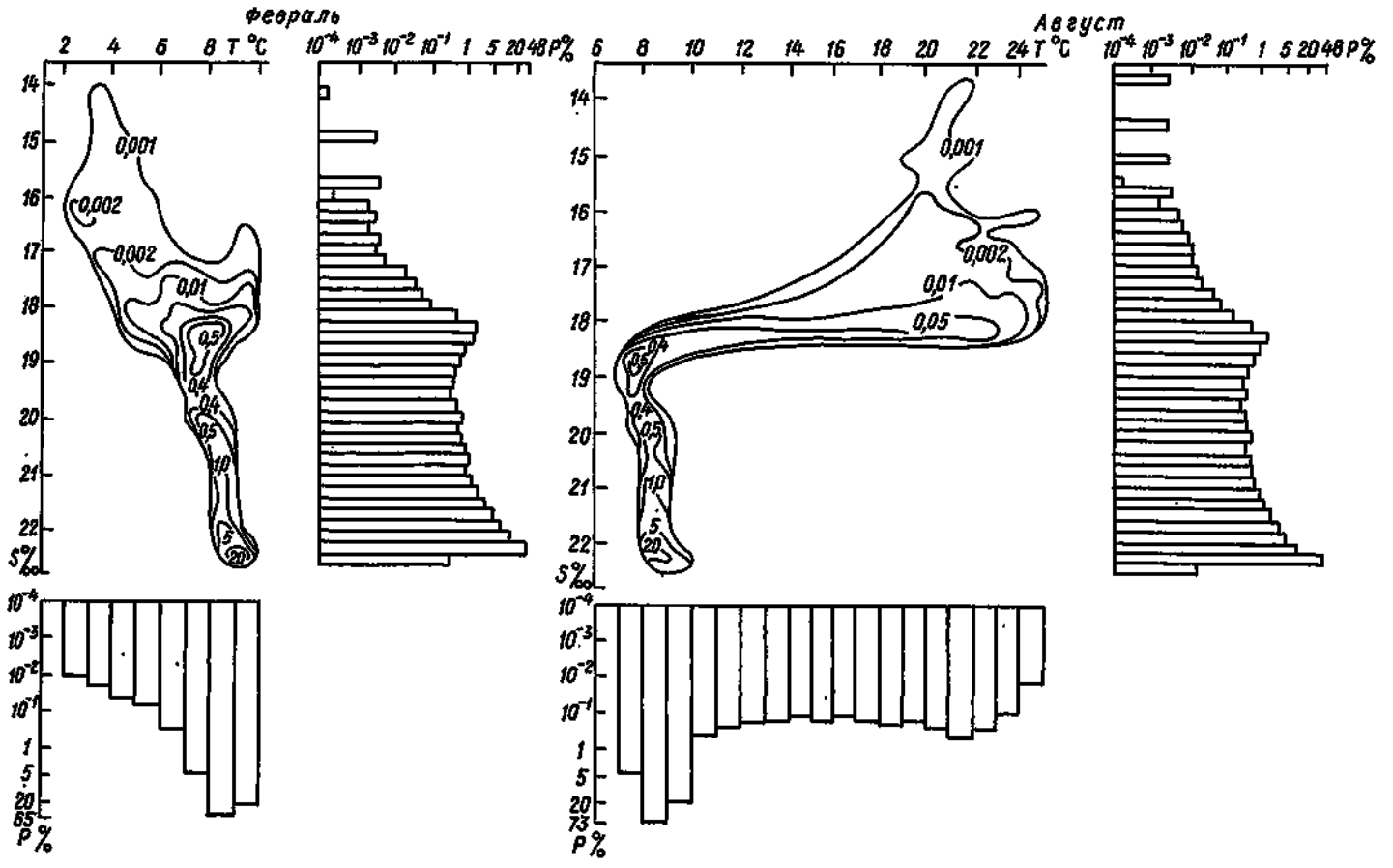


Рис. 2.23. Нормированные объемные T, S-диаграммы вод.

МЧВМ в это время локализуется на мелководных устьевых взморьях и ограничена практически вертикальной фронтальной областью. Весеннее половодье вызывает увеличение объема МЧВМ. Одновременный прогрев верхних слоев моря повышает устойчивую стратификацию водных масс. Распресненные воды растекаются в поверхностных слоях моря, увеличивая тем самым зону трансформации.

Наибольший объем МЧВМ отмечается в июле, на 2 мес позже максимума поступления речного стока в Черное море. Средняя соленость прибрежных вод определяется соотношением объема речного стока и площади зоны трансформации. В зимний период зона трансформации наименьшая и средняя соленость МЧВМ близка к минимальной. В апреле она несколько увеличивается, а в мае падает до минимума, так как резкое увеличение стока опережает процессы трансформации. С мая по октябрь средняя соленость растет. В последующем с усилением динамического перемешивания зона трансформации уменьшается и, несмотря на сезонное снижение стока, средняя соленость МЧВМ падает.

Изогалинная поверхность 17 ‰ в редких случаях опускается ниже горизонта 20 м. Поэтому тепловой режим МЧВМ формируется в основном в результате процессов теплообмена через поверхность моря. Максимум энтальпии наблюдается в августе, минимум — в феврале. Размах колебаний годового хода средней температуры составляет 17,9 ‰. Годовой ход средней условной плотности МЧВМ обратно пропорционален годовому ходу температуры воды и в основном им определяется.

Сезонные изменения $P(T, S)$ Черного моря уменьшаются с ростом солености. Так, в области $S > 18{,}6$ ‰ летняя и зимняя статистические T, S-диаграммы мало отличаются друг от друга, а при $S < 20$ ‰ имеют ярко выраженный максимум повторяемости в интервале температур 7—8 °С. Таким образом, изогалинная поверхность

Таблица 2.2

Характеристика полного объема вод Черного моря

Характеристика	Зима (I—III)	Весна (IV—VI)	Лето (VII—IX)	Осень (X—XII)
Солесодержание, 10^6 т	11 922 723	11 915 451	11 928 073	11 936 799
Энтальпия, 10^{15} Дж	19 210 327	19 391 369	19 728 318	19 572 193
Средняя соленость, ‰	21,79	21,78	21,80	21,81
Средняя температура, °С	8,83	8,91	9,06	8,99
Средняя плотность, усл. ед.	16,84	16,82	16,81	16,83

Таблица 2.3

Годовой ход характеристик мелководной (прибрежной) черноморской водной массы ($S \leqslant 17$ ‰)

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Объем, км³	113	99	139	308	402	460	467	457	384	330	199	169	279
Солесодержание, 10^6 т	1 845	1 611	2 257	5 043	6 520	7 475	7 633	7 523	6 337	5 437	3 253	2 764	4 582
Энтальпия, 10^{15} Дж	2 085	1 281	2 278	9 487	20 151	31 141	37 162	38 866	29 730	21 164	9 202	5 338	13 506
Средняя соленость, ‰	16,07	16,03	16,03	16,17	16,02	16,07	16,16	16,29	16,32	16,31	16,12	16,16	16,24
Средняя температура, °С	4,51	3,17	4,03	7,58	12,35	16,72	19,67	21,05	19,15	15,87	11,38	7,78	11,95
Средняя плотность, усл. ед.	12,72	12,76	12,71	12,56	11,83	11,08	10,52	10,30	10,78	11,46	12,07	12,54	12,07

18,6 ‰ может быть выбрана в качестве границы раздела между верхней черноморской водной массой (ВЧВМ) и холодным промежуточным слоем (ХПС). Аналогичный вывод сделан в работе [64]. Д. М. Филиппов [164] рекомендует в качестве нижней границы ВЧВМ принять постоянный слой скачка плотности воды, не конкретизируя значения солености, но подразумевая, что ВЧВМ охватывает и ХПС. В настоящей работе ХПС рассматривается как самостоятельная водная масса, отличающаяся от ВЧВМ прежде всего по механизму образования [125].

Характеристики ВЧВМ, удовлетворяющей интервалу солености, $17\text{ ‰} \leqslant S < 18{,}6\text{‰}$, приведены в табл. 2.4. Изогалинная поверхность 18,6 ‰ залегает на глубинах 30—50 м в центре моря и опускается до 60—75 м в прибрежных районах. Воды ВЧВМ составляют около 3,8 % общего объема моря, что в 75 раз больше среднего объема МЧВМ. Высокая однородность вод ВЧВМ в зимний период (3 % общего объема моря сосредоточены в области T, S-диаграммы 7—9 °С, 18,2—18,6 ‰) демонстрирует определяющую роль перемешивания в формировании ее характеристик. Основное увеличение объема ВЧВМ в период выхолаживания происходит в результате заглубления изогалинной поверхности 18,6 ‰. Вовлечение в слой зимнего перемешивания более соленых нижележащих вод обусловливает в этот период максимальную среднюю соленость. Минимум энтальпии приходится на март ($614\,061 \cdot 10^{15}$ Дж). Максимум ($1\,193\,158 \cdot 10^{15}$ Дж) отмечается в сентябре. Теплооборот ВЧВМ равен $579\,097 \cdot 10^{15}$ Дж, теплооборот МЧВМ — $37\,584 \cdot 10^{15}$ Дж, т. е. практически все тепло, поступающее через поверхность моря, аккумулируется в водах с соленостью ниже 18,6 ‰. Этот вывод хорошо согласуется со значением общего теплооборота моря ($639\,638 \cdot 10^{15}$ Дж) и данными, приведенными в работе [143]. Нарушение тепловой однородности вод ВЧВМ в летний период, связанное с развитием сезонного термоклина, сопровождается незначительными изменениями функции $P(S)$. Максимум повторяемости сохраняется в интервале 18,2—18,4 ‰. Сезонные изменения средней солености ВЧВМ в меньшей степени связаны с колебаниями речного стока, чем с потоками соли из ХПС, которые в пределах годового цикла моделируются интенсивностью процессов вертикального обмена. Особенности генезиса ВЧВМ дают основание предположить, что ее характеристики являются индикатором многолетних тенденций пресного и теплового балансов Черного моря.

Нижняя граница ХПС соответствует изогалинной поверхности 20 ‰, так как при бо́льших значениях солености воды ее температура не опуска-

Таблица 2.4

Характеристики водных масс Черного моря

Период	Объем, км³	Солесодержание, 10^6 т	Энтальпия, 10^{15} Дж	Средняя соленость, ‰	Средняя температура, °С	Средняя плотность, усл. ед.
ВЧВМ ($17\text{ ‰} < S \leqslant 18{,}6\text{ ‰}$)						
Зима (I — III)	20 996	390 231	666 338	18,32	7,83	14,24
Весна (IV — VI)	21 013	389 785	847 413	18,30	9,95	13,94
Лето (VII—IX)	20 161	372 989	1 157 398	18,26	14,19	13,12
Осень (X — XII)	20 177	373 501	1 002 336	18,26	12,27	13,57
ХПС ($18{,}6\text{ ‰} < S < 20\text{ ‰}$)						
Зима	20 518	401 227	649 176	19,26	7,81	14,98
Весна	20 949	409 833	661 648	19,27	7,79	14,99
Лето	19 597	382 970	623 946	19,25	7,86	14,97
Осень	18 884	368 877	612 453	19,24	8,00	14,95
ПЧВМ ($20\text{ ‰} < S < 22{,}2\text{ ‰}$)						
Год	232 923	5 154 106	8 287 159	21,76	8,80	16,82
ГЧВМ ($S < 22{,}2\text{ ‰}$)						
Год	263 581	5 979 068	9 590 970	22,30	9,00	17,22

ется ниже 8 °С. Ограничение ХПС изогалинными поверхностями в сочетании с общепринятым изотермическим критерием необходимо при выполнении анализа в сезонном развитии. Применение одного критерия $T \leqslant 8$ °С приводит к завышению объема ХПС в зимний период за счет объединения с более пресными водами ВЧВМ. С другой стороны, осенью, когда температура воды ХПС повышается, из его объема исключается значительная часть вод, соответствующая интервалу 8,0—8,2 °С, несомненно принадлежащих ХПС по солевым и тепловым индексам.

Объем ХПС (табл. 2.4) близок к объему ВЧВМ и в среднем составляет 3,7 % общего объема моря. Глубина залегания изогалинной поверхности 20 ‰ изменяется от 75—80 м в центре моря до 125—150 м в прибрежных районах. На рис. 2.24 представлен годовой ход изменений объемов вод, удовлетворяющих критерию $18{,}6\text{ ‰} \leqslant S < 20\text{ ‰}$, и ядра ХПС с температурой менее 8 °С. В среднем многолетнем объем ядра к началу весны увеличивается более чем на 50 %, средняя температура ХПС падает, а соленость возрастает. Последнее свидетельствует о том, что увеличение объема ХПС происходит в большей степени за счет заглубления его нижней границы, а не от подъема верхней, т. е. в результате вовлечения постоянного галоклина в область с повышенным режимом турбулентности. В летний и осенний периоды потоки турбулентной энергии от поверхности моря в ХПС экранируются мощным сезонным пикноклином и процесс эрозии постоянного галоклина прекращается, средняя температура растет, а соленость падает.

Постоянный, в пределах годового цикла, минимум функции $P(S)$ в интервале 19,4—19,6 ‰ показывает соответствие положения поверхности наибольшего вертикального градиента солености с изогалинной поверхностью 19,5 ‰. Этот факт может быть использован для приближенной оценки глубины залегания ядра постоянного галоклина по наблюдениям, выполненным на стандартных горизонтах.

Внутригодовые колебания объема водной массы, расположенной под ХПС, находятся в противофазе с колебаниями объема ХПС. Максимум (92,8% общего объема моря) достигается осенью, когда объем ХПС минимален, а минимум (92,1 %) — весной, когда ХПС наиболее развит. Деление этого объема ($S \geqslant 20$ ‰) на промежуточную (ПЧВМ) и глубинную (ГЧВМ) водные массы, как это подчеркивалось в работе [164], не аргументировано количественными характеристиками переходной зоны. Обычно глубина этой зоны принимается равной 1000 м, что приблизительно соответствует положению изогалинной поверхности 22,2 ‰. В интервале 22,0—22,4 ‰ функция $P(S)$ показывает резкое увеличение объема вод, физически связанное с падением вертикального градиента солености. Сезонный ход солености на этих глубинах соизмерим с ошибками расчета ее средних значений, которые в условиях низких вертикальных градиентов солености приводят к сезонной нестабильности распределения функции $P(T, S)$ в области $S > 22$ ‰ и соответственно нечеткому разделению ПЧВМ и ГЧВМ по границе 22,2 ‰. Учитывая это обстоятельство, характеристики ПЧВМ и ГЧВМ рассчитаны по обобщенным за год полям температуры и солености (табл. 2.4).

С целью повышения разрешающей способности объемно-статистического T, S-анализа в области $S \geqslant 20$ ‰ был выполнен расчет $P(T, S)$ с учащенным разбиением по температуре $\Delta T = 0{,}2$ °С (рис. 2.25). Выявлена практически функциональная зависимость между температурой и соленостью воды. Коэффициент корреляции составил

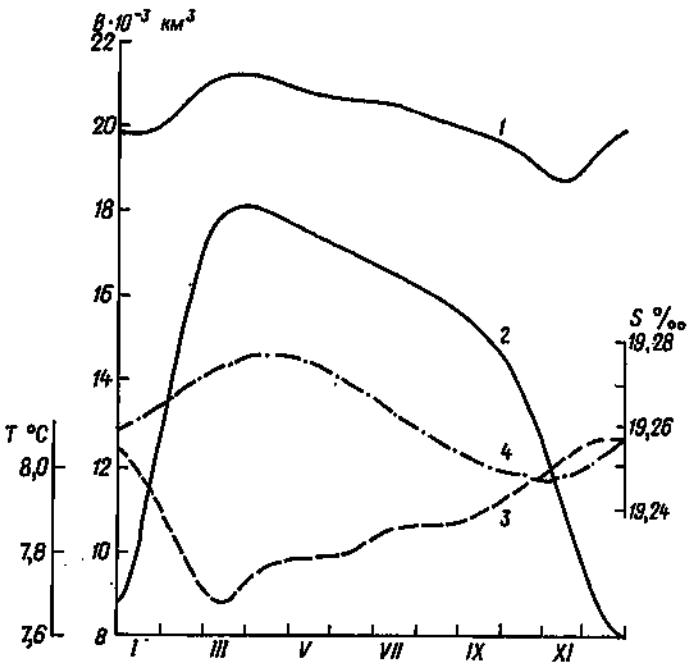


Рис. 2.24. Годовой ход объема (*1*, *2*), средней температуры (*3*) и солености (*4*) вод холодного промежуточного слоя Черного моря.

1 — объем вод в области $18{,}6\text{ ‰} \leqslant S < 20\text{ ‰}$; *2* — в области $T \leqslant 8$ °С, $S \geqslant 18{,}6$ ‰.

0,989. Уравнения прямолинейной регрессии температуры на соленость и солености на температуру имеют вид:

$$T(S) = 0{,}821 + 0{,}367S; \qquad (2.1)$$

$$S(T) = -1{,}698 + 2{,}665T. \qquad (2.2)$$

Высокая степень корреляции обусловливает близость координат линий регрессии (рис. 2.25), соответствующих данным уравнениям. Средний квадратический разброс значений температуры относительно линии регрессии 0,03 °С, что в 7,6 раза меньше полного стандартного отклонения температуры воды в области $S \geqslant 20$ ‰, а соленость относительно линии регрессии — 0,09 ‰, что в 6,9 раза меньше полного стандартного отклонения солености в области $S \geqslant 20$ ‰. Высокая связанность температуры и солености ПЧВМ сохраняется и при пересчете температуры in situ в потенциальную, что подтверждает факт образования этой водной массы в результате смешения вод ХПС с трансформированными мраморноморскими водами [50]. При рассмотрении вод ГЧВМ T, S-корреляция сохраняется только для температуры in situ (коэффициент корреляции равен 0,848) за счет адиабатического повышения температуры. Коэффициент корреляции потенциальной температуры с соленостью в области $S \geqslant 22$ ‰ падает

до —0,017. Поскольку средняя соленость ГЧВМ в преобладающем большинстве случаев растет с глубиной, следует вывод о нестабильности присутствия сверхадиабатических градиентов температуры в глубинных слоях. Этот вывод ставит под сомнение роль придонной геометрической конвекции как определяющей в перемешивании глубинных слоев Черного моря [45]. Немалая роль, по-видимому, принадлежит конвективным опусканиям трансформированных мраморноморских вод, имев-

S ‰ \ T °C	8,0	8,2	8,4	8,6	8,8	9,0	Σ
20,0	0,4375	0,0797					0,5172
20,2	0,1568	0,5314					0,7102
20,4		0,7122					0,7122
20,6		0,3586	0,9044				1,2631
20,8			0,9828				0,9828
21,0			0,9149	0,4759			1,3908
21,2				2,0846			2,0846
21,4				3,2167			3,2167
21,6				1,1283	4,4510		5,5794
21,8					8,3164		8,3164
22,0					18,5110		18,5110
22,2					23,3849	25,5964	48,9813
Σ	0,5963	1,7019	2,8022	6,9055	54,6634	25,5964	92,2657

Рис. 2.25. Нормированная объемная T,S-диаграмма вод в области $S \geqslant 20$ ‰.

ших аномально низкую начальную температуру. Более полное исследование механизма перемешивания ГЧВМ может быть выполнено только с привлечением высокоточной зондирующей аппаратуры.

2.3.2. Поверхности раздела в структуре деятельного слоя моря

Традиционное определение деятельного слоя (ДС) моря как слоя, испытывающего сезонные колебания температуры и сопутствующих характеристик, связанных с вертикальным перемешиванием [44], приводит к выводу, что за нижнюю границу ДС в Черном море может быть принят горизонт 50 м, где размах сезонных колебаний температуры воды составляет около 5 % размаха в поверхностном слое. Подобным образом нижняя граница ДС Черного моря оценена в работах [27, 92].

Однако сезонный ход солености на стандартных горизонтах в Черном море показывает существенные колебания до глубины порядка 200 м (рис. 2.26). Из этого следует, что оценка толщины ДС только по одному параметру — температуре воды, не является вполне объективной [103]. При комплексном подходе за нижнюю границу ДС следует принять глубины 200—250 м. Физическая природа сезонных колебаний солености в верхних и нижних слоях ДС имеет принципиальные различия. В пределах ВЧВМ они аналогичны температурным волнам [171] и связаны с периодическим изменением состояния поверхностного слоя и вертикальным турбулентным обменом. В области постоянного галоклина годовая цикличность солености на горизонтах в большей степени определяется вертикальными смещениями ядра постоянного галоклина [164].

Если экстраполировать падение размаха солености по тенденции в верхних слоях, то ВЧВМ может рассматриваться как первая ступень ДС,

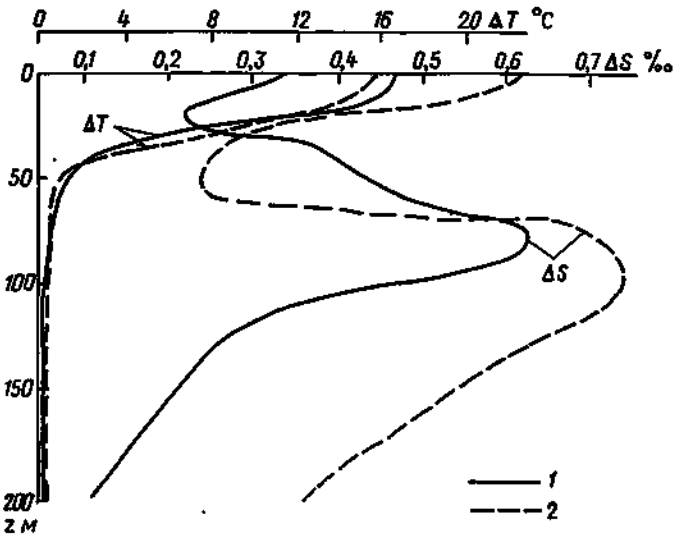


Рис. 2.26. Вертикальные распределения размаха сезонных колебаний температуры ΔT и солености ΔS вод в центре глубоководной части (*1*) и на периферии (*2*) Черного моря.

испытывающая влияние температурных и халинных волн. В пределах ВЧВМ волновое перемешивание формирует верхний квазиоднородный слой (ВКС) и подстилающую поверхность — верхний или сезонный пикноклины. Интенсивное конвективное перемешивание и сдвиговая неустойчивость скорости течений во всем объеме ВЧВМ поддерживают режим турбулентности, благоприятствующий образованию второй поверхности раздела ДС — постоянного пикноклина с резкой халинной стратификацией [37]. Обе поверхности раздела ДС соответствуют максимумам климатического поля статистической устойчивости (рис. 2.27) и отличаются пониженным режимом вертикального турбулентного обмена. Ниже приводится анализ сезонной изменчивости топографии этих поверхностей и определяющих факторов.

Верхний квазиоднородный слой. Летом верхний максимум устойчивости на порядок превышает устойчивость в постоянном галоклине (см. рис. 2.27). Зимой при разрушении термоклина устойчивость в верхних слоях падает на два порядка в центре моря, но на периферии остается соизмеримой с устойчивостью в постоянном галоклине. Такое активное влияние термической составляющей на плотностную стратификацию вод затушевывает влияние халинной, которой зачастую пренебрегали при оценке толщины ВКС. Для весеннего и летнего периодов это допущение вполне справедливо, но зимой оценка толщины ВКС по вертикальному распределению температуры приводит к ошибочным выводам в отношении глубины проникновения

конвективного перемешивания. Типичным примером может служить работа [38], в которой при оценке ВКС в Черном море по вертикальным градиентам температуры сделаны выводы о «...распространении квазигомогенного слоя в прибрежных районах зимой до дна или до границы сероводородного слоя». По-видимому, такие результаты появляются не только из-за недооценки халинной стратификации, но и под влиянием обобщения Д. М. Филиппова [164], где указывается, что

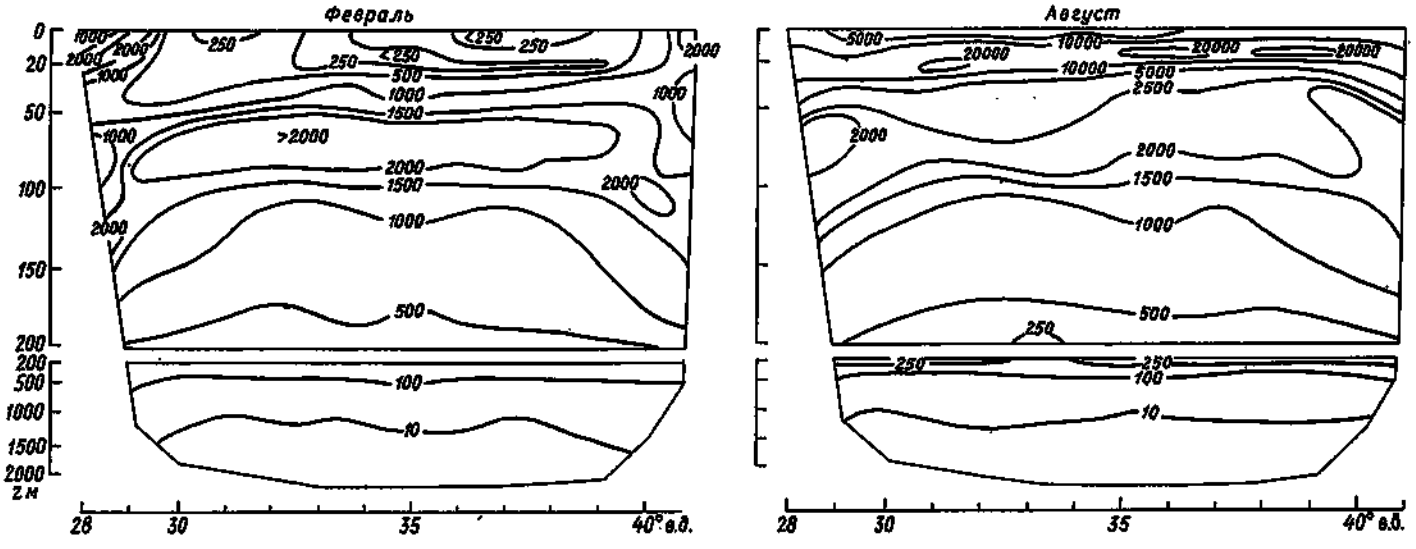


Рис. 2.27. Статическая устойчивость вод Черного моря на широтном разрезе, $E_y \cdot 10^8$ усл. ед.

нижняя граница однородного слоя в конце февраля — начале марта располагается в виде купола на глубинах 50—60 м в центре моря и достигает 100 м в прибрежных районах. Анализируя сезонную эволюцию толщины ВКС в отдельных районах Черного моря, авторы работы [27] пришли к необходимости выделения ВКС зимой по профилям плотности. Согласно их оценкам фоновое проникновение конвекции в феврале достигает 50—60 м и преобладает в западной части моря. Для района у юго-западной оконечности Крыма приводится максимальная климатическая толщина ВКС 125 м. Следует отметить, что к анализу были привлечены средние многолетние профили, что само по себе может привести к искажению результатов [104]. В ряде работ [69, 184] предложен альтернативный подход, суть которого заключается в осреднении совокупности глубин нижней границы ВКС, определенной по измеренным профилям.

Этот подход положен в основу программы, с помощью которой выполнены расчеты климатического положения нижней границы ВКС по информационной базе глубоководных океанографических наблюдений. Программа выполняет сортировку океанографических станций по месяцам и условным квадратам ($40 \times 60'$), кусочно-линейную интерполяцию вертикального профиля плотности с дискретностью 1 м и поиск нижней границы ВКС по условию непревышений изменений плотности в пределах однородного слоя на 0,025 усл. ед. Климатические толщины ВКС для каждого квадрата и месяца получаются последующим осреднением. Критерий плотностной однородности ВКС подобран экспериментально при визуальном анализе конкретных профилей. Для фоновых значений температуры 8 °С и солености 18,2 ‰, при постоянстве одного из параметров, изменение плотности на 0,025 усл. ед. соответствует изменению температуры или солености соответственно на 0,13 °С и 0,03 ‰. Эти значения близки к методическим погрешностям измерения, т. е. критерий однородности ВКС является достаточно строгим и выделяет слой, охваченный интенсивным перемешиванием.

Полученное климатическое распределение толщины ВКС (рис. 2.28) показывает, что общей чертой для всех сезонов является уменьшение мощности ВКС в прибрежных районах, подверженных опресняющему влиянию стока рек. Зимнее распределение обнаруживает наибольшую пространственную неоднородность. На периферии толщина ВКС составляет 10—15 м, а в районе свала глубин северо-западного шельфа вырисовывается очаг конвекции с климатическим развитием ВКС до 40 м. Эта область не подвергается зимой поверхностному распреснению (см. п. 2.2) и испытывает существенное влияние холодных воздушных масс, свободно проникающих сюда с севера и северо-востока [152].

Д. М. Филиппов [164] характеризует данный район как область формирования вод ХПС. Следует отметить, что в феврале непосредственно в районе очага конвекции, где толщина ВКС стабильно превышает 30 м, соленость воды изменяется в пределах 18,4—19,0 ‰, т. е. даже здесь в среднем многолетнем плане конвекция не достигает ядра постоянного галоклина. В результате общая схема осенне-зимнего перемешивания в Черном море представляется в следующем виде. В течение зимы воды ВЧМ, перемещаясь в соответствии с общей циклонической циркуляцией, интенсивно перемешиваются в районе свала глубин северо-западного шельфа. Процесс конвекции здесь является монотонным в климатическом плане. В прибрежных западном и восточном районах моря воды ВЧВМ распресняются при смешении с речными водами, и процесс конвекции может прерываться на уровне верхнего галоклина при практической гомотермии вод до постоянного га-

локлина. На нижней границе ВЧВМ в результате эрозии постоянного галоклина формируются воды ХПС, отличающиеся повышенной соленостью (18,6—20 ‰), значительной халинной стратификацией и стабильностью температуры в течение года. Конвективное перемешивание способствует развитию горизонтальных движений водных масс из

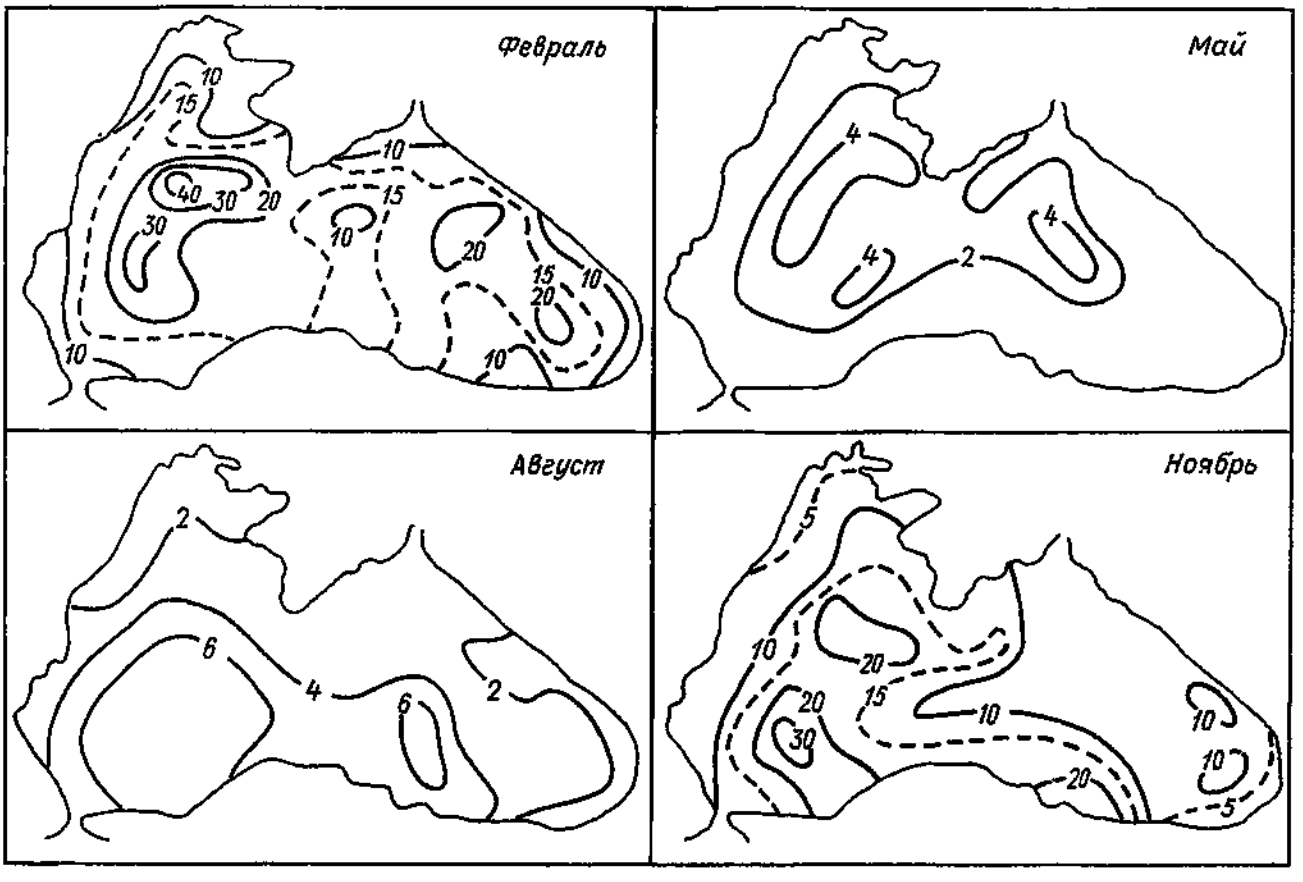


Рис. 2.28. Среднее многолетнее поле толщины ВКС в Черном море, м.

района их образования и генерации сдвиговой турбулентности. Дополнительную информацию о формировании подповерхностных вод дает распределение максимальных зарегистрированных глубин проникновений конвекции (рис. 2.29). Оно вполне соответствует климатической характеристике ниж-

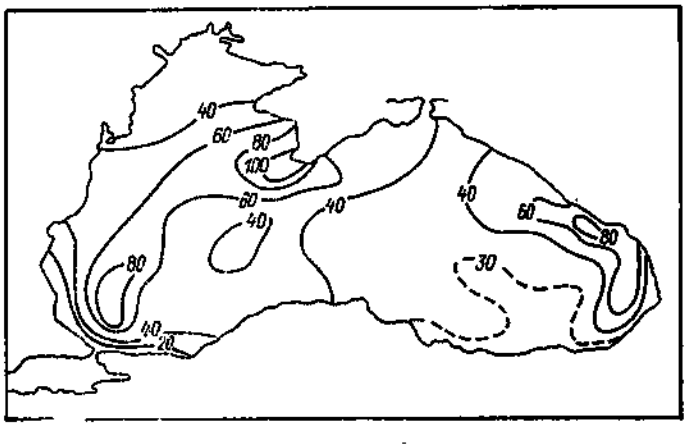


Рис. 2.29. Максимальное проникновение интенсивной конвекции ($h_{ВКС}$) в Черном море, м.

ней границы ВКС, приведенной в работе [164]. Конвективные пробои до верхней границы постоянного галоклина (изогалинной поверхности 18,6 ‰) обнаруживаются по всему глубоководному району. В периоды потепления и ветрового затишья верхний пикноклин может восстанавливаться как за счет адвективного распреснения, так и за счет некоторого прогрева верхних слоев. В работе И. М. Овчинникова и Ю. И. Попова [125] детально проанализирован случай интенсивной конвекции в центре восточного циклонического круговорота и растекания холодных вод по поверхности постоянного галоклина. На основании анализа строится предположение об узколокальном формировании холодных промежуточных вод Черного моря в центрах циклонических круговоротов. По-видимому, следует согласиться с авторами работы [125], что эти районы являются основными источниками вод ХПС.

В дополнение к структурным и термическим причинам локализации очага конвекции на свале северо-западного шельфа следует добавить, что над этим районом располагается климатический максимум скорости ветра [152]. В период с декабря по март его интенсивность составляет 8—8,5 м/с. Второй, менее интенсивный (7—8 м/с) максимум ветра, соответствует февральскому положению области с толщиной ВКС более 20 м в восточной половине моря.

Весеннее распределение нижней границы ВКС, так же как и зимнее, определяется взаимодействием внешних факторов и структуры вод. В ре-

зультате прогрева верхних слоев формируется сезонный пикноклин, но влияние соленостной стратификации не затушевывается полностью. В районах, где распреснение поверхностного слоя менее значимо и устойчивость в сезонном пикноклине определяется в основном термической стратификацией, мощность ВКС в мае составляет 4—5 м, в других районах нижняя граница ВКС располагается еще выше.

К августу сезонный пикноклин заглубляется в среднем на 2 м. Это связано с увеличением скоростей ветра над морем. Смещение максимумов толщин ВКС к Анатолийскому побережью обусловлено уменьшением пространственной неоднородности халинной стратификации и возрастанием роли волнового перемешивания в формировании ВКС. Максимумы волнового перемешивания в южных районах моря соответствуют наибольшим разгонам волн для северных и восточных ветров, имеющих повышенную повторяемость над черноморским бассейном [152].

В ноябре к волновому перемешиванию добавляется термическая конвекция. Юго-западнее Крыма формируется область с толщиной ВКС более 20 м. У берегов Анатолии совокупное действие ветрового волнения и конвекции к концу осени обусловливает максимальное развитие ВКС. Дальнейшее заглубление сезонного пикноклина в климатическом плане здесь не происходит, так как энергия плотностной неустойчивости, генерируемая охлаждением поверхностных вод, расходуется на разрушение вертикальных градиентов солености, восстанавливаемых в результате адвективного распреснения поверхности.

Постоянный галоклин. Исследование топографии поверхности максимума вертикального градиента солености в области постоянного галоклина (ПГ) необходимо в связи с высокой обусловленностью этого элемента гидрологической структуры многолетними изменениями водного баланса Черного моря [27]. Выводы о межгодовых тенденциях вертикальных смещений ПГ, т. е. о соотношении объема биологически активного верхнего слоя к объему вод, зараженных сероводородом [21], должны опираться на знания о климатическом положении ПГ в пределах годового цикла.

Впервые сезонные изменения положения ПГ отмечены в работе [164]. При анализе прибрежных наблюдений было обнаружено, что глубина залегания ядра ПГ в феврале—марте составляет 125—150 м, а в ноябре—декабре — 75 м. Причинами опускания изоповерхностей названы процессы осенне-зимнего перемешивания и усиление общей циркуляции зимой. Ошибочным здесь, как будет показано ниже, является предположение о репрезентативности полученных выводов для центральных районов моря.

В монографии [27] сформулирована схема сезонного взаимодействия циркуляции и структуры: в основные сезоны (зима, лето) наблюдается интенсификация циклонической циркуляции и подъем глубинных слоев; в переходные сезоны циркуляция ослабевает, и в центрах круговоротов происходит компенсационное уменьшение интенсивности подъема вод, проявляющееся в оседании куполов изоповерхностей.

Анализ сезонных изменений климатических полей солености на глубинах более 75 м (см. п. 2.2) позволил согласовать эти противоречивые схемы и выделить фоновые колебания топографии и интенсивности ПГ, характерные для всего моря в пределах годового цикла. Максимум горизонтальной неоднородности полей солености, связанный с обострением куполообразной формы ПГ, наблюдается в апреле, а минимум — в октябре. Смещение по фазе на 180° колебаний солености

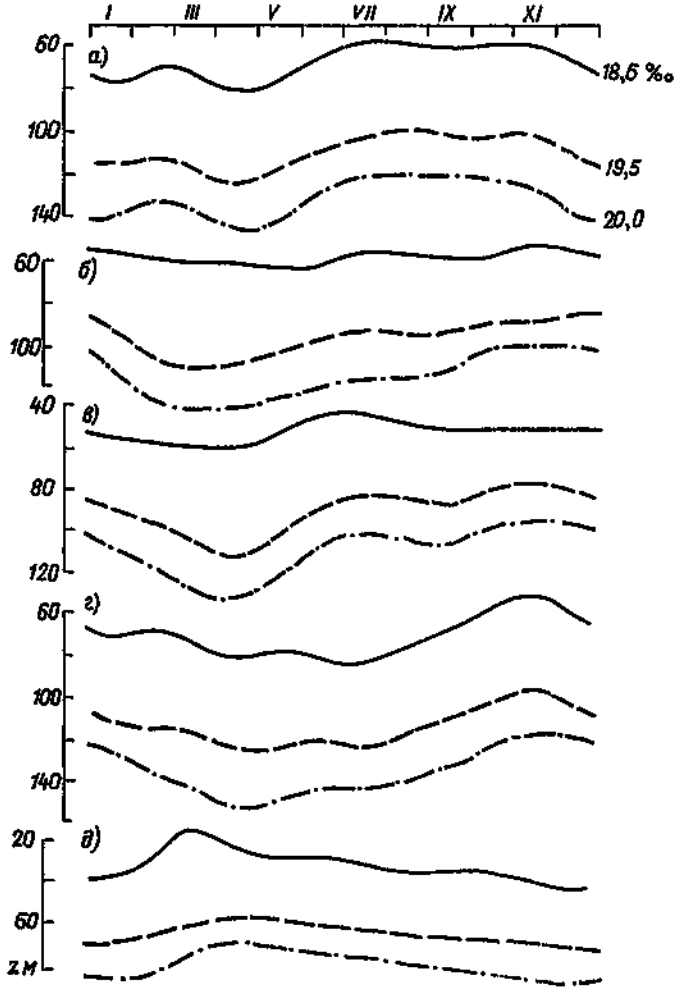


Рис. 2.30. Средняя многолетняя глубина залегания изогалинных поверхностей в различных районах моря.
а — крымский; *б* — прибосфорский; *в* — синопский; *г* — батумский; *д* — центр западного циклонического круговорота.

на горизонте 100 м в центре циклонических круговоротов и на периферии моря показывает, что вертикальные движения ПГ в этих районах разнонаправлены.

Детализация представленной схемы выполнена путем расчета глубины залегания изогалинных поверхностей 18,6; 19,5; 20 ‰. Первая и третья ограничивают область $dS/dz > 200 \cdot 10^{-4}$ ‰/м, а вторая приближенно соответствует поверхности максимума dS/dz, так как в интервале 19,4—19,6 ‰ функция $P(S)$ круглогодично обнаруживает минимум повторяемости. В октябре—ноябре ПГ на периферии моря занимает самое высокое положение (рис. 2.30). До начала апреля изогалинные поверхности 19,5; 20 ‰ в прибрежных районах синхронно заглубляются со скоростью $2{,}5 \times 10^{-4}$ см/с в целом на 30 м. В центрах циклонических круговоротов сезонные колебания ПГ носят обратный характер. В марте—апреле вер-

шины куполов приподняты над средним уровнем, а к концу осени находятся на максимальной глубине. В районе западного купола колебания выражены ярче, чем в восточном, но и здесь они в 3 раза меньше, чем на периферии моря.

Целостное представление о климатической структуре ПГ в периоды его экстремального состояния дает рис. 2.31. Положение изолинии 80 м

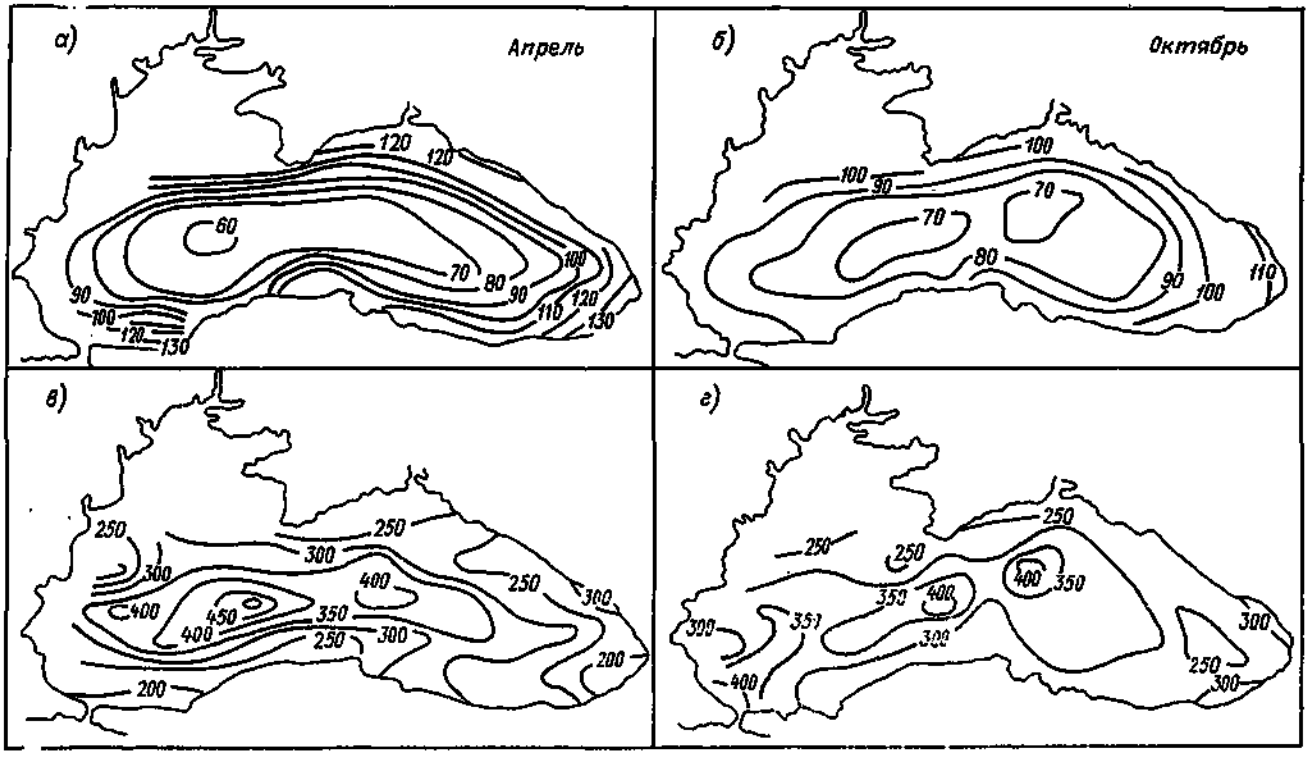


Рис. 2.31. Средние многолетние значения глубины (м) залегания (*а*, *б*) и максимального вертикального градиента (10^4 ‰/м) солености (*в*, *г*) в периоды экстремального положения постоянного галоклина.

на картах топографии максимума ПГ соответствуют области, где вертикальные смещения меняют свой знак на противоположный. Наибольшие значения вертикального градиента солености наблюдаются в центральных районах моря. В период выхолаживания здесь происходит обострение ПГ. В начале апреля dS/dz достигает максимума $500 \cdot 10^{-4}$ ‰/м. Наоборот, на периферии моря зимнее заглубление ПГ сопровождается падением его интенсивности. Достижение минимума в апреле среднего по морю вертикального градиента солености на глубинах 75—100 м обусловлено преобладанием площади зон зимнего заглубления ПГ по сравнению с площадями зон поднятия.

Климатические колебания ПГ не обнаруживают локального влияния квазистационарных вихревых образований, о которых говорится в работе [27]. По-видимому, структурные образования синоптического масштаба не отличаются пространственной стабильностью.

Высокая взаимообусловленность халинной структуры и циркуляции вод Черного моря [43], наряду с определяющей ролью халинной стратификации в формировании поля плотности, открывают возможность провести качественную оценку сезонной нестационарности общей циклонической циркуляции в связи с выявленными сезонными изменениями формы ПГ. Интегральной характеристикой поля плотности, отражающей степень его бароклинности, является доступная потенциальная энергия (ДПЭ), которая составляет часть лабильной энергии, способной перейти в кинетическую [52, 183]. Расчеты ДПЭ в предположении несжимаемости жидкости и преобладании горизонтальных масштабов движений над вертикальными можно [140] проводить по приближенной формуле

$$\text{ДПЭ}(z) = \frac{1}{2} g \hat{\rho}'^2 (\partial\hat{\rho}/\partial z)^{-1},$$

где $\rho(x, y, z)$ — распределение плотности в рассматриваемой области; g — ускорение свободного падения. Использованные обозначения имеют смысл следующих операций: $\hat{\varphi} = \Pi^{-1} \iint \varphi d\Pi$ (Π — площадь); $\varphi' = \varphi - \hat{\varphi}$.

Оценка ДПЭ, связанной с крупномасштабными изменениями поля плотности, для Черного моря впервые выполнена в работе [27]. Средняя по морю плотность ДПЭ составила 30 Дж/м^3, что примерно на порядок меньше соответствующей величины для открытого океана. Представляет интерес рассмотрение вопроса о наличии сезонной изменчивости ДПЭ как индикатора интенсивности общей циркуляции вод Черного моря. Результаты расчетов по месячным полям плотности на стандартных горизонтах для ДС моря приведены на рис. 2.32 в виде изоплет плотности ДПЭ. Обращает на себя внимание соответствие сезонного хода ДПЭ на уровне ПГ с колебаниями горизонтальной неоднородности климатического поля солености. Этот факт указывает на халинную природу сезонных колебаний ДПЭ.

Одним из источников энергии, аккумулирующейся в области ПГ, являются потоки количества

движения, передаваемые морю от атмосферы. Но максимум интенсивности циклонической циркуляции в атмосфере над Черным морем приходится на январь [152], а рост ДПЭ продолжается в области ПГ до апреля. Отсюда следует вывод о неоднозначности развития вертикальных движений ПГ в связи с изменением дрейфовой циркуляции в деятельном слое.

Вторым и, по-видимому, более мощным источником энергии, являются процессы зимнего вовлечения ПГ в верхнюю черноморскую водную массу.

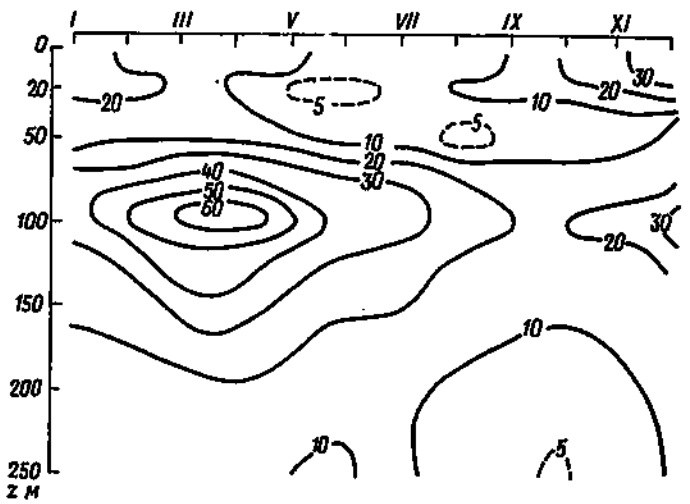


Рис. 2.32. Годовой ход плотности доступной потенциальной энергии в деятельном слое Черного моря, Дж/м³.

Процесс эрозии пикноклина в результате проникающей конвекции подробно рассматривается в работе [172], где на основе экспериментальных и теоретических исследований показано, что заглубление нижней границы однородного слоя сопровождается падением плотности в верхней области пикноклина. В нашем случае это явление обусловливает распреснение верхних слоев ПГ в результате его вовлечения. По данным инструментальных наблюдений [28] скорости течения в прибрежных районах Черного моря на порядок выше скоростей в центральных районах. Наряду с увеличением сдвиговой неустойчивости над изломом, разделяющим шельф и материковый склон [173], большие скорости течений поддерживают повышенный режим вертикального турбулентного обмена в пределах основного течения, охватывающего глубоководную часть моря [92]. В результате на периферии моря распреснение, связанное с зимним вовлечением галоклина, проникает на большие глубины по сравнению с центральными районами. Этот процесс вызывает рост горизонтальных градиентов давления, ДПЭ и интенсификацию общей циклонической циркуляции. Последнее, в свою очередь, приводит к компенсационному подъему вод в центральных районах моря. Следует отметить, что впервые предположение о влиянии зимнего опускания пришельфовых вод на общую циркуляцию вод Черного моря было высказано в работе [135] при анализе динамики нитратов в районе болгарского шельфа.

В начале марта прекращается процесс конвективного перемешивания в верхней черноморской водной массе. Однако в соответствии с волновым характером проникновения возмущений, процессы распреснения в галоклине завершаются только в апреле. Начиная с этого месяца, турбулентной энергии вод, расположенных выше ПГ, не хватает для генерации процессов его вовлечения. Накопленная ДПЭ, постоянно трансформируемая в кинетическую энергию основного геострофического потока и энергию вихревых синоптических образований, начинает уменьшаться. В октябре ДПЭ в области ПГ достигает минимума. Положение изогалинных поверхностей наиболее приближается к горизонтальному.

Таким образом, периферийное заглубление ПГ в период развития поверхностной конвективной неустойчивости, является первичным в механизме сезонной интенсификации циклонической циркуляции вод Черного моря.

2.4. ИЗМЕНЕНИЯ СТРУКТУРЫ ВОД В СВЯЗИ С МНОГОЛЕТНИМИ ТЕНДЕНЦИЯМИ ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ ФАКТОРОВ

Исследование процессов трансформации структуры водоема в условиях многолетней нестационарности фонового состояния внешних факторов сопряжено со значительными трудностями. Количественные оценки параметров структуры по эпизодическим наблюдениям за температурой и соленостью вод на стандартных горизонтах не отличаются высокой точностью. Кроме того, в областях с повышенными градиентами изменчивость термохалинных полей возрастает и выявление реальных тенденций возможно только на достаточно длинных рядах наблюдений. В связи с этим тестирование на стационарность структуры обычно выполняется по анализу многолетних рядов температуры и солености [79]. На этом пути возможны принципиальные ошибки, так как смещение в пространстве областей повышенных градиентов может обусловить локальные тенденции параметров, противоположные по знаку интегральной для всего водоема [58]. Поэтому выводы о трансформации термохалинной структуры, основанные на анализе тенденций температуры и солености в конкретных точках водоема, должны сопровождаться описанием физически обоснованного механизма отклика структуры на изменения внешних факторов и моделированием этих процессов.

2.4.1. Реакция поля солености на изменения стока рек (материалы наблюдений и анализ)

Анализ климатических полей солености Черного моря (см. п. 2.2) убедительно демонстрирует распресняющее влияние стока рек в верхних слоях. Для обширных районов устьевых взморьев характерна синхронная обратная связь стока и солености вод в пределах годового цикла. В условиях возрастающего изъятия стока рек на нужды народного хозяйства [169] исследование многолетних изменений солености, в связи с определяющими факторами, приобретает первостепенное значение. При этом, важнейшим условием достоверности полученных выводов является статистическая состоятельность экспериментальной информации.

Авторы ряда работ [27, 158, 163] на основе анализа имеющихся в их распоряжении материалов эпизодических наблюдений до самого последнего времени поддерживали гипотезу о присутствии положительного тренда солености в отдельных районах Черного моря в период после 1950 г. В этих работах отмечается многолетний рост солености в различных слоях моря и прямо или кос-

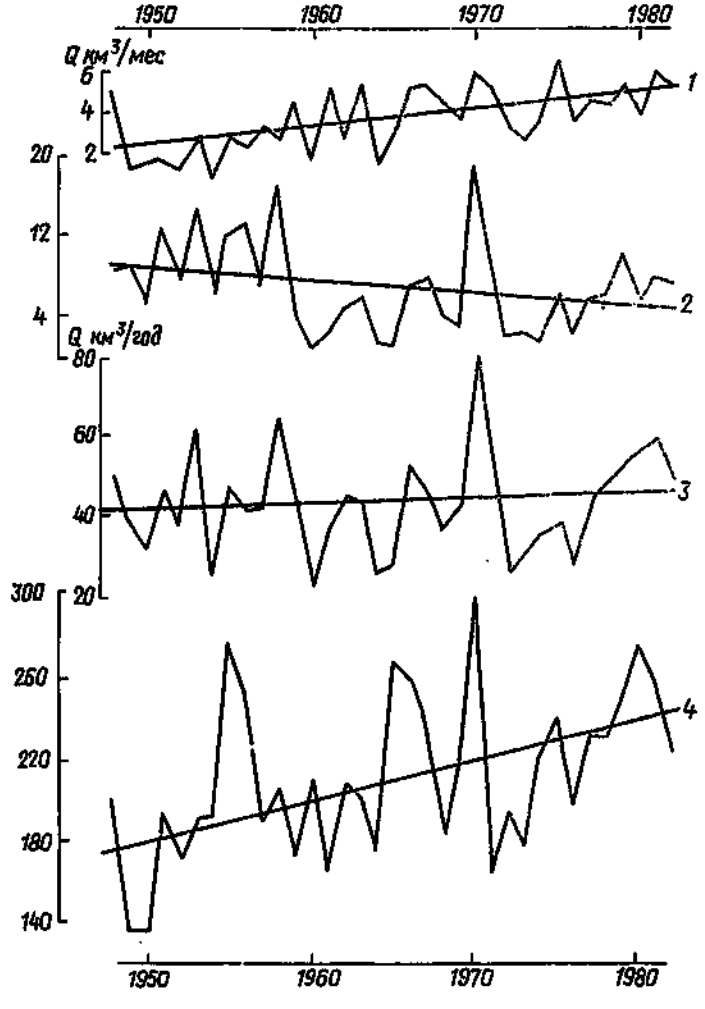


Рис. 2.33. Многолетние колебания стока рек.
1, 2 — средний месячный февральский (*1*) и майский (*2*) сток Днепра; *3, 4* — средний годовой сток Днепра (*3*) и Дуная (*4*).

венно он связывается с антропогенным влиянием (изъятием стока рек). В то же время, балансовые расчеты средней солености северо-западного района [9] и Черного моря в целом (см. пп. 1.1, 1.2) не показывают многолетнего увеличения солесодержания в море.

В связи с этим сделана попытка еще раз исследовать механизм взаимосвязи поля солености Черного моря с речным стоком на основе анализа наиболее достоверных и полных материалов экспедиционных наблюдений, собранных в информационной базе, и регулярных наблюдений гидрометеорологических станций Одесса и м. Херсонес. Оценка реакции поля солености на многолетние изменения стока проведена для характерных районов моря: устьевого взморья, прилегающего к Днепровскому лиману; центрального района северо-западной части и центрального глубоководного района моря. Предварительно выполнен статистический анализ многолетней изменчивости стока рек Дуная и Днепра, бассейны которых наиболее подвержены антропогенному влиянию. Суммарный сток этих рек составляет около 80 % общего пресного стока в Черное море, т. е. является показательным при оценке многолетних тенденций. Рассматривался период 1948—1982 гг., наиболее освещенный наблюдениями солености в прибрежных и открытых районах моря. Кривые межгодовых изменений стока представлены на рис. 2.33. Линейные тренды рассчитывались методом наименьших квадратов. Статистические характеристики временных рядов даны в табл. 2.5. Статистическая достоверность присутствия линейного тренда, следуя работе [75], оценивалась с помощью F-критерия Фишера. Оказалось, что расчетное значение F превышает критическое для февральского стока Днепра и годового стока Дуная, положительная тенденция в стоке которого сохраняется для всего годового цикла. Для этих временных рядов на 95 %-ном уровне значимости отвергается нуль-гипотеза для углового коэффициента линейного тренда. Следовательно, в рассматриваемый период антропогенное уменьшение стока Дуная и Днепра полностью затушевывалось климатическим ростом водности рек. Заметно изменилось внутригодовое распределение стока Днепра, связанное с его зарегулированием: в зимний период сток значительно увеличился, в весенне-летний — несколько уменьшился. Тем не менее изменения среднего годового стока Днепра за рассматриваемый период можно считать квазистационарным. В колебаниях среднего годового стока Дуная присутствует значительная положительная тенденция, размах которой за рассматриваемый период составил 66,2 км³.

Для характеристик изменчивости солености в поверхностном слое района, прилегающего к Днепровскому лиману, использованы материалы регулярных наблюдений на гидрометеорологической станции Одесса. Их репрезентативность для характеристики прибрежной водной массы оценивалась путем корреляции с данными, полученными помесячным осреднением многолетних эпизодических наблюдений в августе по району, ограниченному с юга параллелью 46° с. ш. Коэффициент корреляции составил 0,53, что при длине ряда $N = 26$ (согласно работе [22]) дает основание отвергнуть гипотезу об отсутствии связи. Значения солености, полученные по эпизодическим данным, нанесены на график многолетних изменений солености вод в Одессе (рис. 3.24 *а*). При сохранении общей тенденции изменения эпизодические данные зашумлены в результате некачественной фильтрации высокочастотной составляющей изменчивости солености, а также ошибок, связанных с пространственной неоднородностью в пределах района и сезонным ходом.

Анализ многолетних изменений солености вод в Одессе (табл. 2.5) указывает на присутствие отрицательных тенденций для отдельных месяцев и для средних годовых значений. Статистически значимые отрицательные линейные тренды обнаруживаются для февральского, августовского и среднего годового многолетнего рядов солености. Значительное падение солености в пределах всего годового цикла объясняется ростом стока Дуная. Оценки корреляции годовых стоков Дуная и Дне-

Таблица 2.5

Статистические характеристики многолетних изменений стока рек Дуная, Днепра и солености вод в Одессе за период 1948—1982 гг.

Период	Сток				
	среднее значение, км³	СКО, км³	угловой коэффициент тренда, км³/год	размах колебаний, км³	критерий Фишера, $F^{кр}_{1,33;\ 0,95}=4,15$
Дунай					
Год	211,1	38,5	1,95	66,2	12,1
Днепр					
Февраль	3,8	1,6	0,09	3,2	20,0
Май	7,0	4,5	—0,12	—4,2	2,8
Год	44,5	12,6	0,15	5,4	0,6

Период	Соленость				
	среднее значение, ‰	СКО, ‰	угловой коэффициент тренда, ‰/год	размах колебаний, ‰	критерий Фишера, $F^{кр}_{1,33;\ 0,95}=4,15$
Одесса					
Февраль	14,2	2,1	—0,145	—4,9	36,1
Май	12,6	2,4	—0,012	—0,4	0,1
Август	15,7	0,9	—0,038	—1,3	6,9
Ноябрь	15,0	1,2	—0,037	—1,3	3,8
Год	14,5	0,9	—0,053	—1,8	18,2

Примечание. СКО — среднее квадратическое отклонение от среднего.

пра со средними годовыми значениями солености в Одессе показали значимую парную связь. Коэффициент корреляции солености в Одессе $S_{Од}$ со стоком Днепра $Q_{Дн}$ равен —0,75, со стоком Дуная $Q_{Д}$ — 0,62. Уравнение синхронной линейной множественной регрессии имеет вид

$$S_{Од} = 18{,}25 - 0{,}046Q_{Дн} - 0{,}08Q_{Д}.$$

Коэффициент множественной корреляции 0,84. Следовательно, в поверхностном слое прибрежной черноморской водной массы в северо-западной части моря в рассмотренный период наблюдались

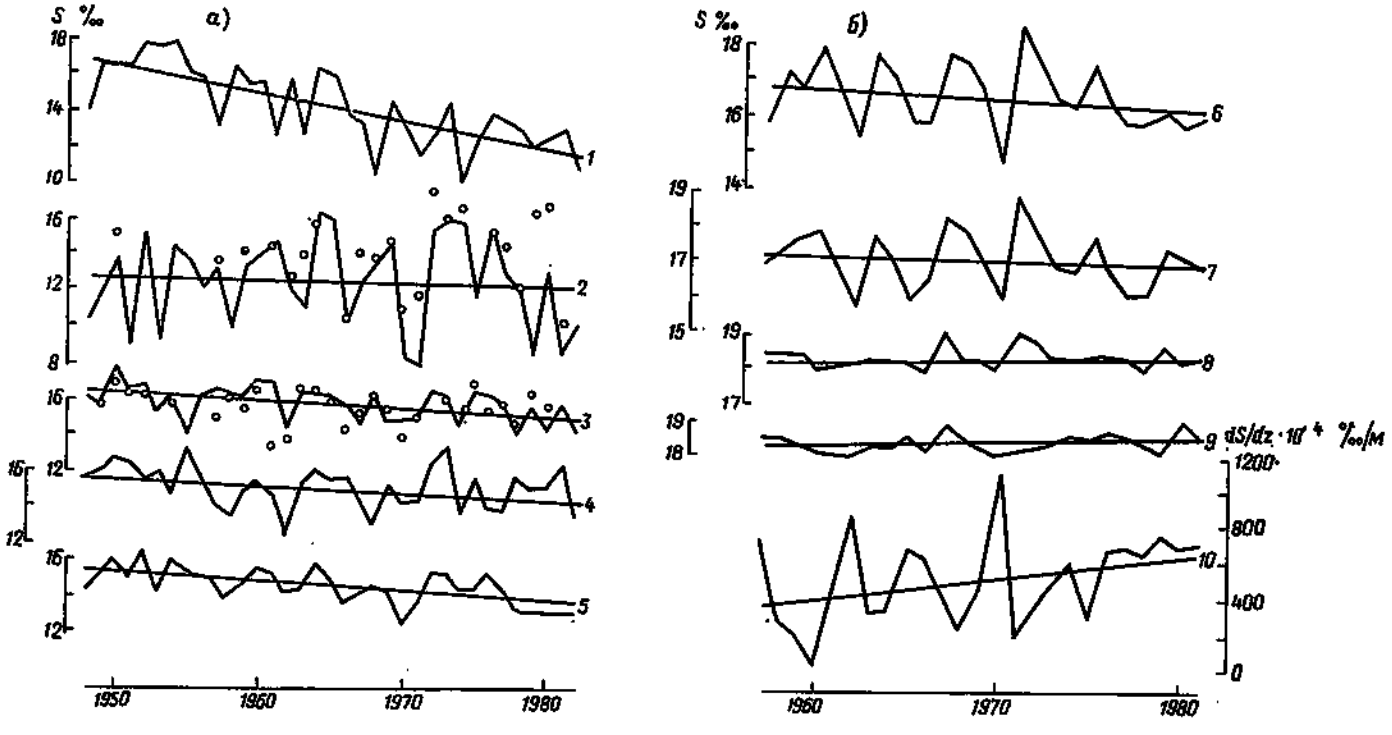


Рис. 2.34. Многолетний ход солености в северо-западной части Черного моря.

а — по данным гидрометеорологической станции Одесса (точки — средние месячные значения солености для Днепровского устьевого взморья по данным эпизодических экспедиционных наблюдений: *1* — февраль; *2* — май; *3* — август; *4* — ноябрь; *5* — средняя годовая); *б* — в центре северо-западной части в августе (*6* — поверхностный слой; *7* — 10 м; *8* — 30 м; *9* — 50 м; *10* — вертикальный градиент солености в слое 0—30 м).

устойчивые процессы распреснения, связанные с климатическим увеличением водности рек, впадающих в этот район.

Анализ многолетних изменений поля солености в центре северо-западной части моря выполнен по многолетнему ряду, сформированному из эпизодических экспедиционных наблюдений для района, ограниченного 44°40′ с. ш., 46°00′ с. ш. и 30°30′ в. д., 32°30′ в. д. Наиболее полный многолетний ряд получен для августа. Поле солености в этот месяц близко к среднему годовому распределению, наи-

Таблица 2.6

Статистические характеристики многолетних изменений солености в августе за 1957—1981 гг.

Горизонт, м	Среднее значение, ‰	СКО, ‰	Угловой коэффициент тренда, ‰/год	Размах колебаний, ‰	Критерий Фишера $F^{кр}_{1,23;\ 0,95}=4,28$
Центр северо-западной части моря					
0	16,6	0,9	—0,025	—0,6	1,0
10	17,1	0,8	—0,011	—0,3	0,3
20	17,9	0,5	0,008	0,2	0,3
30	18,3	0,3	0,009	0,2	1,3
50	18,5	0,2	0,016	0,4	6,9
Центральный глубоководный район моря					
0	18,0	0,2	—0,006	—0,1	1,1
30	18,3	0,2	0,007	0,2	1,8
50	18,5	0,3	0,015	0,4	3,9
75	19,0	0,5	0,030	0,7	6,6
150	20,6	0,4	0,026	0,6	5,3
200	21,1	0,3	0,021	0,5	9,6

менее изменчиво в сезонном отношении и отражает условия, сформировавшиеся после паводкового сброса пресных вод. Многолетний ход солености в центре северо-западного района моря на стандартных горизонтах показан на рис. 2.34 *б*. Статистические характеристики временных рядов приведены в табл. 2.6. Анализ данных этой таблицы дает основание предположить, что в толще вод северо-западной части моря в рассмотренный период шли разнонаправленные процессы соленакопления. Воды, расположенные выше верхнего галоклина, распреснялись, что соответствует результатам анализа изменчивости стока рек и солености прибрежных вод. Ниже верхнего галоклина соленость вод увеличивалась. Значимый линейный тренд, согласно F-критерию, выявлен только на горизонте 50 м. В поверхностном слое отрицательный размах линейного тренда превышает положительный размах на горизонте 50 м, но, в силу высокой изменчивости, достоверное выделение его на ряде в 25 лет не представляется возможным. Положительная тенденция в многолетних изменениях солености вод северо-западной части моря, расположенных под верхним галоклином, явилась неизбежным следствием тенденции распреснения вышележащих вод. Резкая плотностная стратификация, обусловленная наличием сезонного термоклина в летний период, усугубляется падением солености в верхних слоях и затормаживает вертикальный обмен солями. Многолетние колебания вертикального градиента солености в слое 0—30 м (см. рис. 2.34 *б*) обнаруживают положительную тенденцию, однако значение $F = 3,7$ для данного ряда не превышает критическую 5%-ную точку.

Дополнение картины реакции поля солености на многолетнюю положительную тенденцию стока рек в Черное море дает анализ многолетних рядов солености, сформированных для центрального района моря, ограниченного 43°20′ с. ш., 44°40′ с. ш. и 32°30′ в. д., 34°30′ в. д. В силу своей удаленности от очагов распреснения и циклонических шлейфов переноса трансформированных речных вод, поле солености в этом районе отличается относительной горизонтальной однородностью и небольшим размахом сезонных колебаний (0,3—0,6 ‰). Средняя месячная соленость вод поверхностного слоя в центре моря даже в августе не опускается ниже 17,5 ‰ и характеризует состояние верхней черноморской водной массы, формирующейся, в отличие от прибрежной, в результате интегрального влияния стока за многолетний период и процессов осенне-зимнего перемешивания. Непрерывные ряды наблюдений за соленостью на стандартных горизонтах для центрального района моря оказалось возможным сформировать из августовских экспедиционных данных до горизонта 200 м за период 1957—1981 гг. (рис. 2.35). Многолетняя кривая хода солености в поверхностном слое построена по средним августовским значениям солености вод у м. Херсонес. Эпизодические наблюдения в центральном районе в поверхностном слое обнаруживают статистически достоверную связь с данными гидрометеорологической станции Херсонесский маяк (коэффициент корреляции равен 0,54), но по вышеназванным причинам являются менее показательными (табл. 2.6). Отрицательная многолетняя тенденция солености в поверхностном слое для центрального района не является статистически значимой. Тем не менее она сохраняет свой знак и для среднегодовых значений. Следует отметить также, что в период с 1974 по 1981 г. средние годовые значения солености по данным гидрометеорологической станции Херсонесский маяк монотонно понизились на 0,5 ‰. Следовательно, верхняя черноморская водная масса за рассматриваемый период в целом имеет тенденцию распреснения. Анализ данных табл. 2.6 показывает также, что в области постоянного галоклина и непосредственно под ним идут процессы соленакопления. Статистически достоверные положительные тренды солености обнаруживаются начиная с горизонта 75 м. Причем на этом горизонте достигают максимума угловой коэффициент и размах линейного тренда за рассмотренный период, что согласуется с работами [27, 85].

Таким образом, переоценка роли безвозвратных изъятий пресного стока для значительного по объему бассейна Черного моря привела к ошибочным выводам о наличии положительных тенденций солености в поверхностном слое Черного моря. Реальная отрицательная тенденция из-за высокой межгодовой изменчивости и коротких рядов эпизодических наблюдний не могла быть достоверно выявлена раньше. Это утверждение можно доказать. Согласно работе [75], границы 100 $(1-\alpha)$ %-ного доверительного интервала для углового коэффициента линейной регрессии определяются следующим выражением:

$$\hat{b} \pm \sigma_{y|x} t_{N-2;\ \alpha/2} \Big/ \left[\sum_{i=1}^{N} (x_i - \bar{x})^2\right]^{1/2}, \qquad (2.3)$$

где $\hat{b}$ — выборочное значение углового коэффици-

ента линейного тренда; $\sigma_{y|x}$ — выборочное стандартное отклонение измеренных значений y_i от линии регрессии $y = \hat{a} + \hat{b}x$; $t_{N-2;\,\alpha/2}$ — это $100(1-\alpha/2)$ %-ная точка t-распределения Стьюдента с $N-2$ степенями свободы. Тогда, чтобы

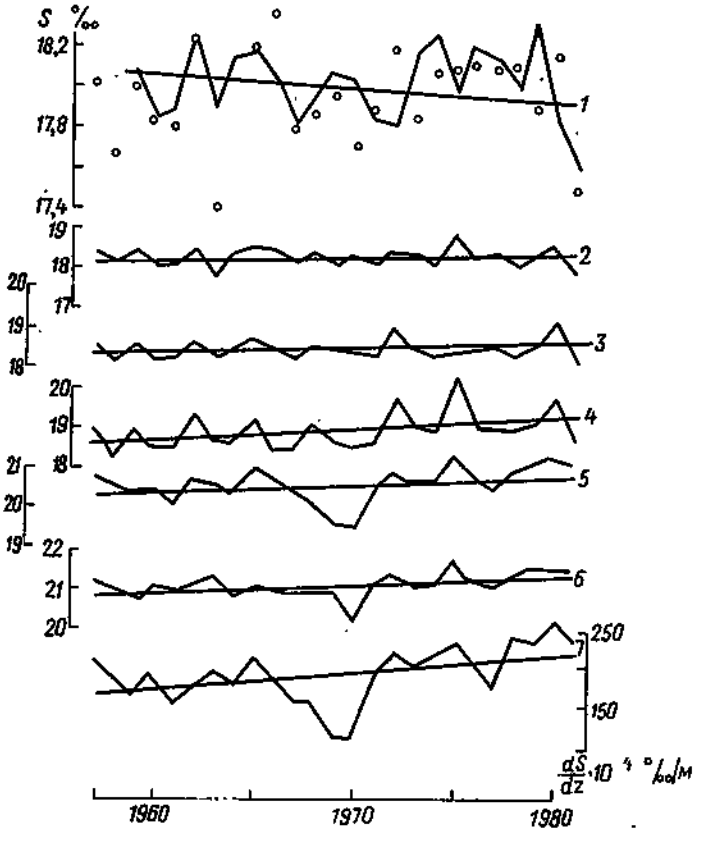


Рис. 2.35. Многолетний ход средней августовской солености и вертикального градиента солености (7) в центре Черного моря.

1 — поверхностный слой; *2* — 30; *3* — 50; *4* — 75; *5* — 150; *6* — 200 м.

нуль-гипотеза $b = 0$ отвергалась с вероятностью $100(1-\alpha)$ %, должно выполняться неравенство

$$|\hat{b}| > \sigma_{y|x} t_{N-2;\,\alpha/2} \Big/ \left[\sum_{i=1}^{N} (x_i - \bar{x})^2\right]^{1/2}. \qquad (2.4)$$

На рис. 2.36 приведен график минимальных значений $|\hat{b}|$ (масштаб времени — один год), которые при соответствующих $\sigma_{y|x}$ и $\left[\sum_{i=1}^{N} (x_i - \bar{x})^2\right]^{1/2}$ позволяют отвергнуть нуль-гипотезу на 95 %-ном уровне значимости. Можно показать, что при $x = 1, 2, 3, \ldots, N$ справедливо равенство

$$\left[\sum_{i=1}^{N} (x_i - \bar{x})^2\right]^{1/2} = [(N^3 - N)/12]^{1/2}. \qquad (2.5)$$

Поэтому на графике зависимость минимальных оценок $|\hat{b}|$ от $\sigma_{y|x}$ дана для семейства прямых $N = 10, 15, 20, 25, 30$. В нашем случае N соответствует количеству лет с непрерывными наблюдениями за соленостью в конкретной точке. Величина $\sigma_{y|x}$ по данным информационной базы для поверхностного слоя северо-западной части Черного моря в летний период повсеместно превышает 0,7 ‰. Следовательно, для рядов, анализируемых в работах [27, 163], где $N_{max} = 22$ года [163], достоверно могли быть выделены линейные тренды с угловыми коэффициентами более 0,05 ‰/год. Из приведенных в перечисленных работах линейных трендов только один (в Днепровском устьевом районе на ряде в 16 лет [27]) имеет угловой коэффициент более 0,05 ‰/год. Сравнение данных этого ряда с материалами наблюдений по Одессе

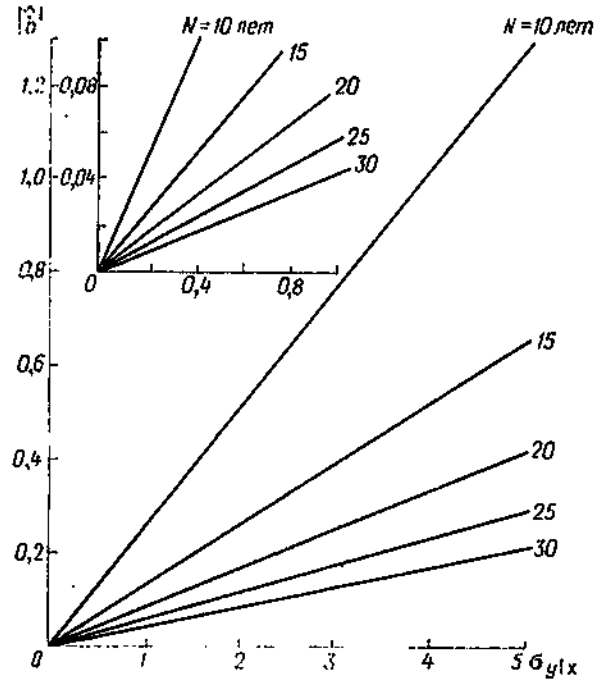


Рис. 2.36. Зависимость необходимой длины периода наблюдений N от абсолютного значения углового коэффициента $|B|$ и стандартного отклонения $\sigma_{y|x}$ наблюденных величин от линии тренда.

показало, что минимальное значение солености в 1960 г. в работе [27] ошибочно. Это и явилось причиной искажения характера многолетней тенденции. Остальные выявленные положительные тренды солености в поверхностном слое Черного моря вследствие недостаточности исходного материала являются статистически недостоверными. Аналогичный вывод сделан в работе [91] при анализе многолетних изменений солености по данным гидрометеорологических станций советского побережья Черного моря. На глубинах свыше 30 м, где изменчивость поля солености значительно падает, многолетние тенденции, согласно рис. 2.36, достоверно выявляются на менее продолжительных рядах наблюдений. В этих случаях выводы предшествующих исследователей о знаке тенденции изменений солености совпадают с результатами настоящей работы.

Принципиальными являются расхождения в интерпретации механизма реакции поля солености на многолетние изменения стока рек. В работах [27, 158, 163] поддерживается гипотеза об однозначных изменениях солености Черного моря во всей толще при стабильных многолетних тенденциях в стоке рек. Такой механизм, как было показано выше, не подтверждается материалами

натурных наблюдений и противоречит условиям формирования халинной структуры Черного моря. Анализ климатического поля солености Черного моря и многолетних изменений солености в характерных районах дает основание сделать следующие выводы. Повышение стока рек вызывает процессы распреснения только в поверхностных слоях моря. В результате повышается устойчивая стратификация водных масс, затормаживаются процессы вертикального турбулентного перемешивания, обусловливающие распреснение вод под верхним и постоянным максимумами вертикального градиента солености. Таким образом, рост солености под галоклинами не связан с увеличением общего солесодержания моря, а целиком вызывается трансформацией халинной структуры. Еще одним доказательством последнего является статистически достоверная многолетняя положительная тенденция вертикального градиента солености в слое 30—125 м, выявленная по 25-летнему ряду наблюдений в центральном районе моря (см. рис. 2.35). Расчет вертикального градиента выполнен в заведомо бо́льшем слое, так как повышение устойчивости в верхних слоях должно привести к подъему постоянного галоклина.

Теоретически вопрос о глубине залегания галоклина в эстуарии в зависимости от его параметров рассматривался в работах Веландера [189] и Лонга [178]. Для бассейна с большим, относительно его объема, стоком рек существует минимальная глубина залегания галоклина, соответствующая критическому стоку. Увеличение стока рек выше критического приводит к заглублению галоклина, так как бассейн заполняется пресной водой. Падение стока ниже критического, при стабильном уровне продукции энергии турбулентности над галоклином, уменьшает статическую устойчивость и галоклин заглубляется в результате турбулентного вовлечения. Для глубокого бассейна, в котором сток рек $Q_р$ настолько меньше критического, что его изменения не влияют значимо на объем и солесодержание вод под галоклином, Лонг [178] показал, что глубина залегания галоклина $h_{глк} \sim \sim G^3/(S_2 - S_1)Q_р$, где G — продукция энергии турбулентности над галоклином, S_2 и S_1 — соленость вод под галоклином и над ним. К бассейну именно такого типа следует отнести Черное море, в котором реальные изменения стока значимо влияют только на солесодержание верхней черноморской водной массы. Колебания нижнебосфорского потока, если и связаны обратной зависимостью с колебаниями стока рек, то для объемов промежуточной и глубинной водных масс (около 92 % обеъма моря) они не значимы (см. п. 1.2) [12]. Из этой теории следуют выводы о реакции поля солености на уменьшение стока рек. Разрушение галоклина будет происходить не в результате подъема термохалинных слоев, как это указано в работе [27], поскольку этот механизм требует нереально высокой скорости увеличения объема промежуточной и глубинной водных масс, а путем заглубления галоклина под влиянием интенсифицирующейся конвекции [36]. Количественное подтверждение этих выводов приведено в следующих разделах.

В дополнение картины трансформации структуры вод Черного моря за последние 25—30 лет отметим многолетние тенденции, обнаруженные в поле температуры. Вертикальная структура этого поля в деятельном слое во многом определяется структурой поля солености. В условиях квазистационарного внешнего теплового бюджета моря (см. п. 1.3 [65]) изменения термической структуры должны физически соответствовать изменениям халинной. Характеристики многолетних августовских тенденций для центров северо-западного и глубоководного районов моря приведены в табл. 2.7. Ряды температуры формировались аналогично рядам солености. В центральном районе моря температура вод на глубинах 75—200 м увеличивается, так как холодный промежуточный слой поднимается вверх вместе с постоянным галоклином. В центре северо-западной части температура воды летом имеет отрицательную тенденцию во всей толще. Наиболее ярко она прослеживается в придонном слое, что связано с тенденцией уменьшения потока тепла через сезонный пикноклин, который обостряется в условиях возрастающего стока Дуная. Слабые отрицательные тенденции температуры в верхних слоях северо-западной части моря, ве-

Таблица 2.7

Статистические характеристики многолетних изменений температуры воды

Горизонт, м	Период	Среднее значение, °С	СКО, °С	Угловой коэффициент тренда, °С/год	Размах колебаний, °С	Критерий Фишера	$F^{кр}_{1, N-2; 0,95}$
			Центр северо-западной части моря				
0	1957—1980	22,72	1,16	—0,068	—1,55	4,49	4,30
10	1959—1980	22,10	1,09	—0,088	—1,84	7,45	4,35
20	1960—1980	16,79	2,73	—1,196	—3,91	4,67	4,38
30	1958—1980	9,94	1,14	—0,074	—1,63	5,06	4,32
50	1961—1980	8,02	0,87	—0,102	—1,93	16,24	4,41
			Центральный глубоководный район моря				
75	1954—1981	7,61	0,53	0,040	1,07	15,52	4,22
100	1954—1981	7,89	0,32	0,028	0,75	27,05	4,22
125	1954—1981	8,17	0,23	0,023	0,61	43,19	4,22
150	1957—1980	8,39	0,14	0,016	0,36	31,35	4,30
200	1957—1980	8,58	0,10	0,010	0,23	20,22	4,30
			Одесса (август)				
0	1951—1980	20,9	1,5	—0,07	—2,0	5,38	4,20

роятно, являются следствием понижения температуры придонных вод, так как летом этот район подвержен влиянию сгонов. Интересно, что для зимних месяцев в верхнем слое северо-западной части обнаруживается значимая положительная тенденция температуры. Возможной причиной может быть названа интенсификация циклонической циркуляции в море. Эта гипотеза вытекает из представленного ранее механизма сезонной цикличности циклонической циркуляции. Поскольку эрозия постоянного галоклина протекает неравномерно в пространстве, естественно предположить, что и многолетняя трансформация халинной структуры в различных районах моря будет протекать с различными скоростями. Если при увеличении стока рек подъем галоклина в центре моря будет опережать подъем на периферии, то повысится бароклинность моря и интенсифицируется циклоническая циркуляция. Согласно данной гипотезе, изменения стока рек, через влияние на вертикальный турбулентный обмен, могут модулировать процессы горизонтальной и вертикальной адвекции. Этот механизм требует специального исследования, так как изменение интенсивности циклонической циркуляции может существенно повлиять на климат причерноморья.

2.4.2. Балансовое моделирование фоновой солености северо-западной части моря

Как было показано, режим солености северо-западного района Черного моря определяется в основном изменениями главных составляющих водного баланса — речного стока и водообмена с открытой частью моря [9]. Рассмотренный в предыдущем разделе механизм реакции поля солености на изменения определяющих его факторов показал разнонаправленность процессов формирования режима солености в поверхностных и приглубых слоях моря. С помощью моделирования фоновой солености можно определить преобладающую роль тех или иных процессов и практически ответить на вопрос, что же происходит конкретно в данный момент — осолоняется или наоборот рассолоняется исследуемый район моря.

Для расчета солености использован модифицированный метод П. С. Линейкина [7, 9], основанный на решении уравнения солевого баланса водоема для нестационарного состояния

$$d\bar{S}_{сз}/dt = (1/B^*)\left(Q_{сз}S_р^* + Q_ч^*S_ч^* - Q_{сз}^*S_{сз}^*\right), \quad (2.6)$$

где $Q_{сз}$, $Q_ч^*$ и $Q_{сз}^*$ — объемы стока рек, притока вод из открытой части Черного моря и стока вод из северо-западного района соответственно; $S_р^*$, $S_ч^*$, и $S_{сз}^*$ — соленость соответствующих вод; t — время; B^* — объем вод района.

Исходными параметрами для решения уравнения (2.6) послужили обобщенные нами по годам данные о солености района и элементы водного баланса [9]. Согласно принятому районированию с южной границей по линии м. Сфынтул—Георге — м. Тарханкут объем вод района составляет 854 км³. Суммарный материковый сток включает в себя сток рек Дуная, Днестра, Днепра, Южного Буга и, как было показано, равен в среднем 269 км³/год. Соленость вод открытой части Черного моря, прилегающей к границе района, принята равной 18,25 ‰. Средняя соленость 50-метрового слоя воды западной части моря по данным информационной базы равна 18,80 ‰.

Соленость вод северо-западной части Черного моря, прилегающих к границе района, составляет 17,36 ‰ (при средней солености всего района 17,12 ‰). Принимая, что величины $S_ч^*$ и $S_{сз}^*$ в уравнении (2.6) изменяются со временем пропорционально разности $S_ч - S_{сз}$, т. е. разности средних значений солености западной и северо-западной части Черного моря, получаем расчетные зависимости:

$$S_{сз}^* = 0{,}86\bar{S}_{сз} + 2{,}69; \quad (2.7)$$

$$S_ч^* = 0{,}33\bar{S}_{сз} + 12{,}65. \quad (2.8)$$

Остальные параметры, необходимые для решения уравнения (2.6), выражены следующими зависимостями:

$$Q_{сз}^* = Q_ч^* + N^*; \quad (2.9)$$

$$N^* = 1{,}03Q_р^* - 27{,}22, \quad (2.10)$$

где $N^* = Q_{сз} + P^* - E^*$ — составляющая баланса пресных вод района, тесно связанная с суммарным речным стоком уравнением (2.10) с коэффициентом корреляции 0,99; P^* — осадки на поверхность района; E^* — испарение с поверхности района.

Приток вод из Черного моря принят в среднем равным 3960 км³/год и получен как остаточный член в системе уравнений баланса, решаемых по годам за многолетний период.

Уравнение (2.6) с учетом перечисленных выше данных приводим к виду

$$dS_{сз}/dt = 48{,}45 - 0{,}00235Q_{сз} - \\ - \bar{S}_{сз}(2{,}502 + 0{,}0011Q_{сз}). \quad (2.11)$$

Решая уравнение (2.11) при осреднении за весь принятый ряд наблюдений, т. е. принимая $dS_{сз}/dt = 0$, а $Q_{сз} = 263$ км³, получаем фактическую среднюю соленость района 17,1 ‰.

Решение линейного уравнения (2.11), как было показано в работе [7], имеет вид

$$S_{сз} = e^{\int_0^{-t} p\,dt}\left(C + \int_0^t qe^{\int_0^t p\,dt}\,dt\right), \quad (2.12)$$

где $p = 2{,}502 + 0{,}0011\,Q_{сз}$; $q = 48{,}45 - 0{,}00235\,Q_{сз}$.

Если принять, что изменения солености при изъятии речного стока будут происходить скачкообразно (как это было сделано в работах [7, 9], то начиная с некоторого момента $T = 0$ (начало расчетного периода) величины p и q будут постоянными, и выражение (2.12) существенно упростится:

$$S_{сз} = q/p + C\exp(-pt), \quad (2.13)$$

где C — постоянная интегрирования, определяется из условия $S_{сз}|_{t=0} = S_{сз} = 17{,}1$ ‰ — средняя соленость района, принятая на начало расчетного периода.

Для возможности рекуррентного расчета фоновой солености района по годам уравнение (2.13) преобразовано к рабочему виду (при $t = 1$ год):

$$\bar{S}_{сз_t} = q_t/p_t + \left(\bar{S}_{сз_{t-1}} - q_t/p_t\right) \exp(-p_t), \quad (2.14)$$

где $\bar{S}_{сз_t}$ — средняя соленость района в расчетном году; $S_{сз_{t-1}}$ — соответственно соленость за предшествующий расчету год.

Уравнения (2.13) и (2.14) позволяют рассчитывать значения солености района по известным данным о речном стоке и начальной солености водоема. Проверка методики выполнена на материалах наблюдений за соленостью с 1951 по 1980 г. (рис. 2.37). Отношенне квадратической ошибки проверочных расчетов к среднему квадратическому

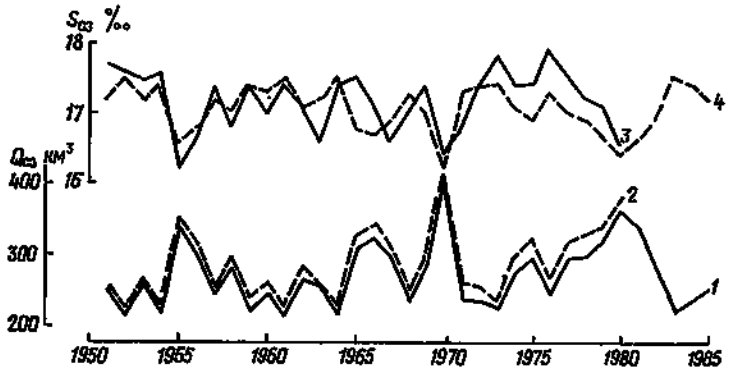


Рис. 2.37. Многолетняя изменчивость суммарного речного стока и солености в северо-западном районе Черного моря.
1 — речной сток по данным измерений; *2* — восстановленный речной сток с учетом безвозвратных изъятий; *3* — измеренная соленость; *4* — рассчитанная соленость.

отклонению ряда наблюденной солености составило 0,76 и указывает на удовлетворительную точность разработанной методики.

Расчетами установлено, что наибольшие годовые приращения солености района за счет безвозвратного изъятия пресных вод на нужды народного хозяйства лишь в отдельные годы достигали 0,2 ‰. За рассмотренный период средняя годовая соленость района не имеет значимого тренда. Это означает, что процессы рассолонения и осолонения взаимно уравновешивались.

Разработаная методика была использована для расчета будущих изменений солености района. При этом были оценены гипотетически условия в море при изъятии 10, 20, 30, 40 и 50 % объема среднего многолетнего стока равномерно по 10-летиям с учетом возможной переброски части стока из Дуная в Днепр (после 2000 г.). Все расчеты выполнены для стока различной обеспеченности.

Номограмма (рис. 2.38) иллюстрирует результаты выполненного моделирования и позволяет наглядно оценивать ожидаемые изменения средней солености района при том или ином режиме стока. Она в частности показывает, что при уменьшении стока на 50 % средняя соленость района при 75 %-ном уровне обеспеченности может превысить соленость вод Черного моря, прилегающих к границе района. По данным расчетов следует, что изменению стока приблизительно на 50 км³ соответствуют изменения средней солености района на 0,2—0,4 ‰.

При значительном увеличении безвозвратных изъятий материкового стока (более 50 %) соленость северо-западного района будет стремиться первоначально к средней солености западной части моря, а затем превзойдет ее за счет вовлечения в обмен более соленых глубинных вод моря. Такое изменение солености может отрицательно сказаться на продуктивности района и должно учитываться при перспективном планировании народнохозяйственных мероприятий.

2.4.3. Осенне-зимнее перемешивание как фактор, определяющий структуру вод деятельного слоя

Осенне-зимнее перемешивание происходит в результате совокупного действия вынужденной кон-

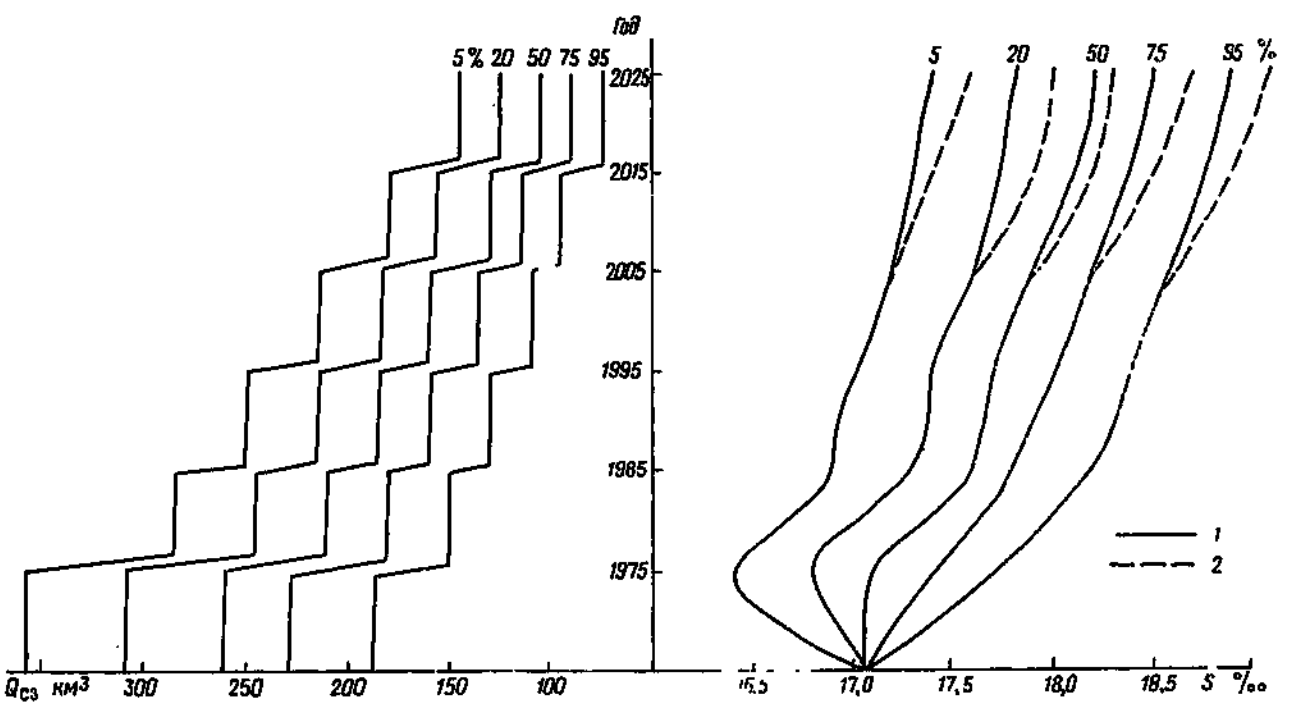


Рис. 2.38. Суммарный сток $Q_{сз}$ (км³) и рассчитанная соленость S (‰) заданной обеспеченности в северо-западном районе Черного моря на перспективу до 2025 г.
1 — без учета канала Дунай — Днепр; *2* — с учетом канала.

векции, связанной с динамическим перемешиванием, и свободной конвекции, обусловленной действием архимедовых сил при нарушении гидростатической устойчивости [42]. Основными причинами, вызывающими нарушение гидростатической устойчивости зимой в ВКС Черного моря, являются охлаждение поверхности при отрицательном тепловом балансе и осолонение при ледообразовании. Последнее имеет место в прибрежных водах на севере моря. В обширных глубоководных районах развивается только термическая стадия конвекции. Исследование этого процесса в Черном море выполнялось до настоящего времени по материалам разовых океанографических съемок [46, 47]. В монографическом обобщении [94] анализ зимней вертикальной циркуляции выполнен по результатам обработки около 200 океанографических станций. Ограниченность использованного материала не позволила авторам цитируемых работ продвинуться в вопросе исследования осенне-зимнего перемешивания дальше приближенных оценок проникновения, которые сильно отличаются от наблюденных [57].

Наличие наиболее полной информационной базы данных гидрометеорологических наблюдений позволяет более достоверно оценить масштабы развития свободной конвекции в условиях современной термохалинной структуры вод Черного моря, выяснить относительную роль термической конвекции в процессе осенне-зимнего перемешивания, рассмотреть специфику развития конвекции в различных районах моря и возможность значимого изменения параметров структуры и конвекции.

Расчеты глубины проникновения термической конвекции проведены с помощью послойного метода Н. Н. Зубова [81], по алгоритму Ю. П. Доронина [74]. Уравнения для определения температуры T_{j+1} и солености S_{j+1} в слое, охваченном конвекцией, на шаге $j+1$ записывалось в виде:

$$T_{j+1} = T_j h_j / h_{j+1} + [(h_{j+1} - h_j)/2h_{j+1}] \times \times [T_н(h_j) + T_н(h_{j+1})] + \Delta T; \quad (2.15)$$

$$S_{j+1} = S_j h_j / h_{j+1} + [(h_{j+1} - h_j)/2h_{j+1}] \times \times [S_н(h_j) + S_н(h_{j+1})] + \Delta S, \quad (2.16)$$

где $T_н(z)$ и $S_н(z)$ — начальные вертикальные распределения температуры и солености воды в период максимальной аккумуляции тепла в деятельном слое; ΔT — изменение температуры воды перемешанного слоя за счет теплообмена через поверхность моря; $\Delta S = 0$ при моделировании термической стадии конвекции.

Глубина проникновения конвективного перемешивания h_{j+1} определялась из условия плотностного выравнивания

$$\rho(T_{j+1}, S_{j+1}) \leqslant \rho[T_н(h_{j+1}), S_н(h_{j+1})]. \quad (2.17)$$

Зависимость плотности от температуры и солености принята согласно работе [112]. Решение уравнений (2.15)—(2.17) проводилось следующим образом. Задаваясь величиной $\Delta T < 0$ и с шагом Δh, рассчитывали $h^i_{j+1} = h_j + \Delta h_i$ (где $i = 1, 2, 3, \ldots, k$). Для каждого i из уравнений (2.15), (2.16) определяется T^i_{j+1}, S^i_{j+1} и выполняется проверка условия (2.17). Если условие не выполнялось даже при $i = k$, то уменьшалось $|\Delta T|$ до тех пор пока условие (2.17) не выполнится при $i \leqslant k$. Подобранное таким образом ΔT не вызовет увеличения глубины конвекции более чем на $\Delta h_{max} = \Delta hk$. Для минимизации ошибок послойного метода Н. Н. Зубова, связанных с искусственным разбиением толщи на ряд слоев [42], Δh_{max} взят равным 5 м, что позволяет также рассчитывать $T_н(z)$ и $S_н(z)$ между стандартными горизонтами с помощью линейной интерполяции [74]. Систему (2.15)—(2.17), путем сравнения начальной и текущей энтальпии, можно решать относительно h, T и S при заданных значениях теплопотерь ΔQ^T в слое h или относительно h, ΔQ^T, S при заданном минимальном значении T_{min}, до которого производится расчет. Данная модель параметризует так называемую непроникающую конвекцию, при которой ниже ВКС профили $T_н(z)$, $S_н(z)$ остаются неизменными. Несмотря на недостатки, она приводит к удовлетворительным результатам [87, 123] и позволяет понять специфику развития процессов перемешивания в зависимости от структуры вод [42].

Обратимся к результатам численных экспериментов, осуществленных по всей акватории Черного моря в узках сети $40 \times 60'$ В качестве начальных вертикальных распределений температуры и солености использованы их средние многолетние значения для августа, так как в этом месяце наблюдается максимальная энтальпия деятельного слоя. В первом варианте были определены поля h, ΔQ^T и S при достижении температуры ВКС в узлах сетки климатических минимумов. Этот расчет интересен тем, что при его реализации автоматически учитывается климатическая адвекция тепла течениями в ВКС за холодный период. Влияние адвекции солей остается неучтенным, но, поскольку в Черном море оно в основном способствует росту устойчивости за счет распреснения поверхностных слоев, можно утверждать, что расчетное проникновение термической конвекции будет предельным. По знаку разности между климатическим и расчетным значениями солености в момент наибольшего выхолаживания можно судить о знаке адвекции солей. Завышенная расчетная соленость будет наблюдаться в районах с отрицательной адвекцией солей, заниженная — с положительной [42]. Результаты расчета приведены на рис. 2.37. Величина h в целом по морю изменяется от 20 до 50 м. До дна перемешивание достигло только в прибрежных районах, ограниченных изобатой 20 м. Мористее, в пределах северо-западного шельфа, мощность ВКС не превысила 40 м. Только в районе, прилегающем к Каламитскому заливу, где верхний галоклин менее развит, она составила 45 м. В глубоководной западной половине моря h изменяется от 40 м в центре циклонического круговорота до 45—50 м на его периферии. В восточной половине моря, где климатический минимум температуры ВКС на 1,5—2,5 °С выше чем в западной, термическая конвекция развивается еще в меньшей степени.

Сравнение расчетного поля солености на момент достижения климатического минимума температуры со средним многолетним февральским полем солености (незначительно отличающимся от мартовского) открывает возможность обозначить районы, где расчетное проникновение термической

конвекции завышено из-за неучета распресняющего влияния стока и осадков. На рис. 2.39 изолиния нулевой разности между расчетной и климатической соленостями S нанесена точками. Мористее этой линии расчетное поле солености практически совпадает с климатическим ($|S - \bar{S}| \leqslant 0{,}1$ ‰), а в остальных районах устойчиво превышает его ($S - \bar{S} > 0{,}1$ ‰). Следовательно, на западной периферии моря и в обширных областях, прилегающих к Анатолии, Кавказу и восточному Крыму, расчетное проникновение термической конвекции западной половине моря, в восточных областях северо-западного шельфа и в открытых северо-западных районах восточной половины моря.

Оценку горизонтальной адвекции тепла в зимний период можно сделать при сопоставлении расчетного уменьшения энтальпии ВКС (рис. 2.39 ΔQ^T) к моменту достижения климатического минимума температуры воды со средними многолетними значениями теплоотдачи поверхности моря за весь период выхолаживания (рис. 2.40 Q^T). Последние получены интегрированием в отрицательной области

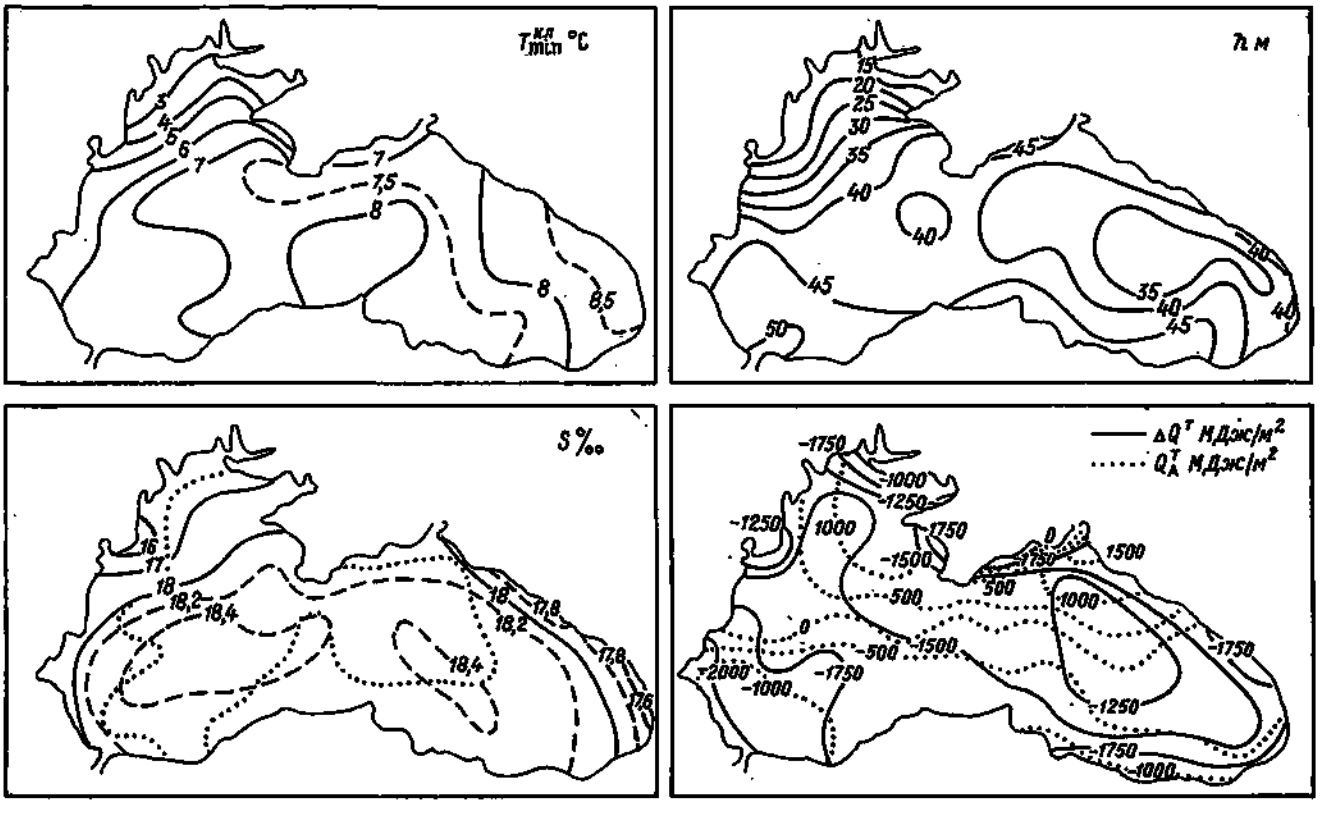


Рис. 2.39. Рассчитанные параметры ВКС при охлаждении до температуры климатического минимума $T^{кл}_{min}$.
h — толщина; S — соленость; ΔQ^T — теплопотери; Q^T_A — адвекция тепла.

завышено. Характерно, что распресняющее влияние рек, впадающих в северо-западную часть моря, распространяется только до прибосфорского района. По-видимому, зимой трансформированные речные воды практически полностью выносятся верхнебосфорским потоком в Мраморное море. В юго-восточной половине моря область с отрицательной адвекцией соли в большей степени связана с климатическим зимним увеличением осадков [152], поэтому ее граница значительно удалена от берегов. Влияние вод Азовского моря выражено узкой полосой с отрицательной адвекцией соли вдоль юго-восточного побережья Крыма. Механизм и степень влияния отрицательной адвекции соли рассмотрены в работе [170] на примере северо-западной части Черного моря. В начальный период развития термической конвекции неравномерная в пространстве адвекция солей обусловливает пятнистую картину перемешивания, которая выравнивается в открытых районах к концу периода выхолаживания. Пренебрежение адвекцией солей зимой в Черном море допустимо в глубоководной

климатических потоков тепла через поверхность Черного моря [65]. Пренебрегая теплообменом через нижнюю границу ВКС, адвективную составляющую бюджета тепла в узлах сетки можно представить $Q^T_A = \Delta Q^T - Q^T$ [143]. На рис. 2.39 поле ΔQ^T представлено сплошными изолиниями, а Q^T_A — пунктиром. Расчетное уменьшение энтальпии слоя глубиной h изменяется по морю в пределах от —750 МДж/м² до —2000 МДж/м². Значительные теплопотери наблюдаются в юго-западном районе, где в августе формируется наиболее мощный ВКС (см. рис. 2.40) и удельная энтальпия максимальна. Изолиния —1750 МДж/м² проходит также вдоль побережья Восточной Турции, Кавказа и Восточного Крыма. В центре восточной половины моря выделяется область с пониженным уровнем теплопотерь, а минимум по морю приходится на прибрежные районы северо-западного шельфа. Эти области имели низкую начальную энтальпию, причем на северо-западе это обусловлено мелководьем, а в центре восточной половины — высоким

средним многолетним положением сезонного термоклина. По знаку суммарной (за холодный период) адвекции тепла море делится на северную и южную части. Изолиния $Q_A^T = 0$ проходит вблизи 43° с. ш., южнее которой адвекция тепла положительна, а севернее отрицательна. Наибольшее влияние отрицательной адвекции (—1200 МДж/м²) наблюдается в юго-западной части моря, куда в соответствии с основным циклоническим переносом поступают воды из северных районов. По мере продвижения на восток охлаждающее влияние

приводить к значительному заглублению нижней границы термической конвекции.

Степень влияния горизонтальной адвекции тепла на интенсивность перемешивания выявляется при анализе результатов расчета, ограниченного достижением равенства $\Delta Q^T = Q^T$ (см. рис. 2.40). Пространственные структуры полей h и T в этом случае соответствуют структуре поля Q^T. В области, где $Q^T < -2500$ МДж/м², нижняя граница перемешивания углубилась на 15—20 м и достигла 60—70 м. В юго-западной части моря проникнове-

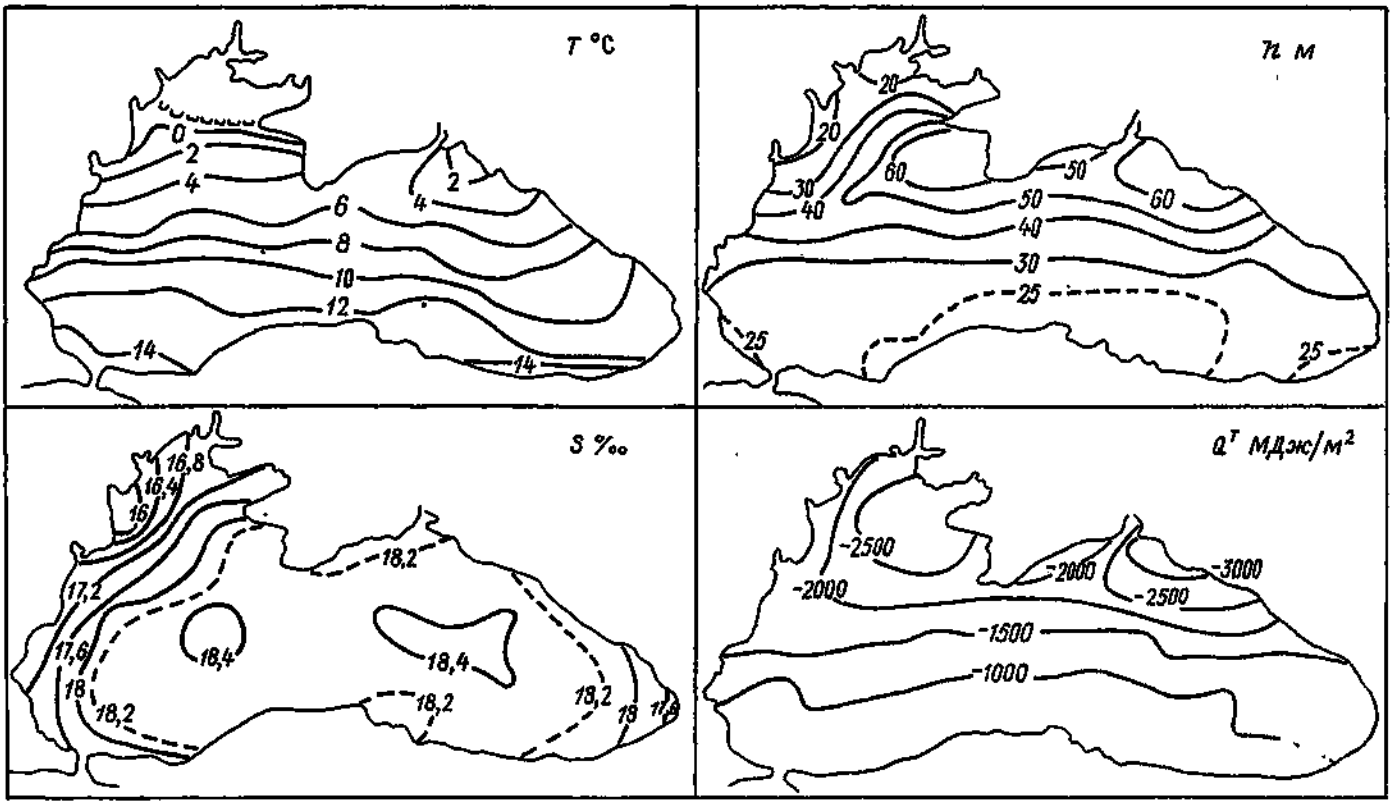


Рис. 2.40. Рассчитанные параметры ВКС при теплопотерях, равных суммарному за период охлаждения потоку тепла через поверхность моря Q^T.

h — толщина; *S* — соленость; *T* — температура.

адвекции уменьшается, оставаясь высоким только в прибрежных водах (—1100 МДж/м²). Юго-восточный район является источником тепла, влияние которого существенно на всей северной периферии моря, но более всего в энергоактивных зонах. К последним следует отнести акватории, прилегающие к западным берегам Таманского и Крымского полуостровов. Климатические максимумы теплоотдачи через поверхность моря в этих районах связаны с увеличением контактного теплообмена холодных воздушных масс, подстилаемых теплыми водами. В северо-восточном районе моря адвекция тепла, по-видимому, более стабильна, хотя и может нарушаться при увеличении притока холодных азовоморских вод, которые зимой прослеживаются вдоль берегов Крыма до Феодосийского залива. В акватории, прилегающей к Каламитскому заливу, адвекция тепла течениями может сильно колебаться из-за высокой изменчивости циркуляции на северо-западном шельфе моря. Уменьшение адвекции тепла в этом районе может

ние термической конвекции уменьшилось с 50 м до 25 м. В районе севернее линии м. Калиакра — м. Тарханкут перемешивание без учета адвекции повсеместно охватило всю толщу до дна. Сильно отличается от климатического рассчитанное поле температуры ВКС. Положение изотерм практически совпадает с параллелями. В энергоактивных зонах охлаждение без учета адвекции тепла понижает температуру ВКС на 3—5 °С ниже климатического минимума. Севернее линии м. Сфынтул-Георге — м. Тарханкут температура воды везде понизилась до точки замерзания. В юго-западном районе без адвективного охлаждения температура воды ВКС понижается на 5—7 °С. Все это указывает на высокую роль ОЧТ в формировании климата причерноморья и в первую очередь Крыма и Анатолийского побережья.

Практически без влияния адвекции тепла и солей процессы конвективного перемешивания протекают только в центре западной половины моря. Совпадение результатов расчетов в этом районе

с климатическим заглублением нижней границы верхнего интенсивно перемешанного слоя, полученным по экспедиционным данным (см. п. 2.3.2), показывает, что здесь допустимо параметризовать процессы осенне-зимнего перемешивания в рамках модели (2.15)—(2.17).

Для оценки максимально возможных глубин проникновения термической конвекции в Черном море были выполнены расчеты h, Q^T и S по формулам (2.15)—(2.17) с ограничением охлаждения ВКС до температуры абсолютного минимума мягких зим динамическое перемешивание способно формировать ВКС более мощный нежели термическая конвекция. В первую очередь это относится к ранним стадиям периода выхолаживания. Так, в октябре 1978 г., при аномально низком суммарном за весенне-летний период стоке, глубина ВКС составила 26—27 м у берегов и 17—20 м в центре моря [121]. Однако при современной климатической структуре вод трудно предположить, что ветровое перемешивание по глубине проникновения превысило термическую конвекцию в пе-

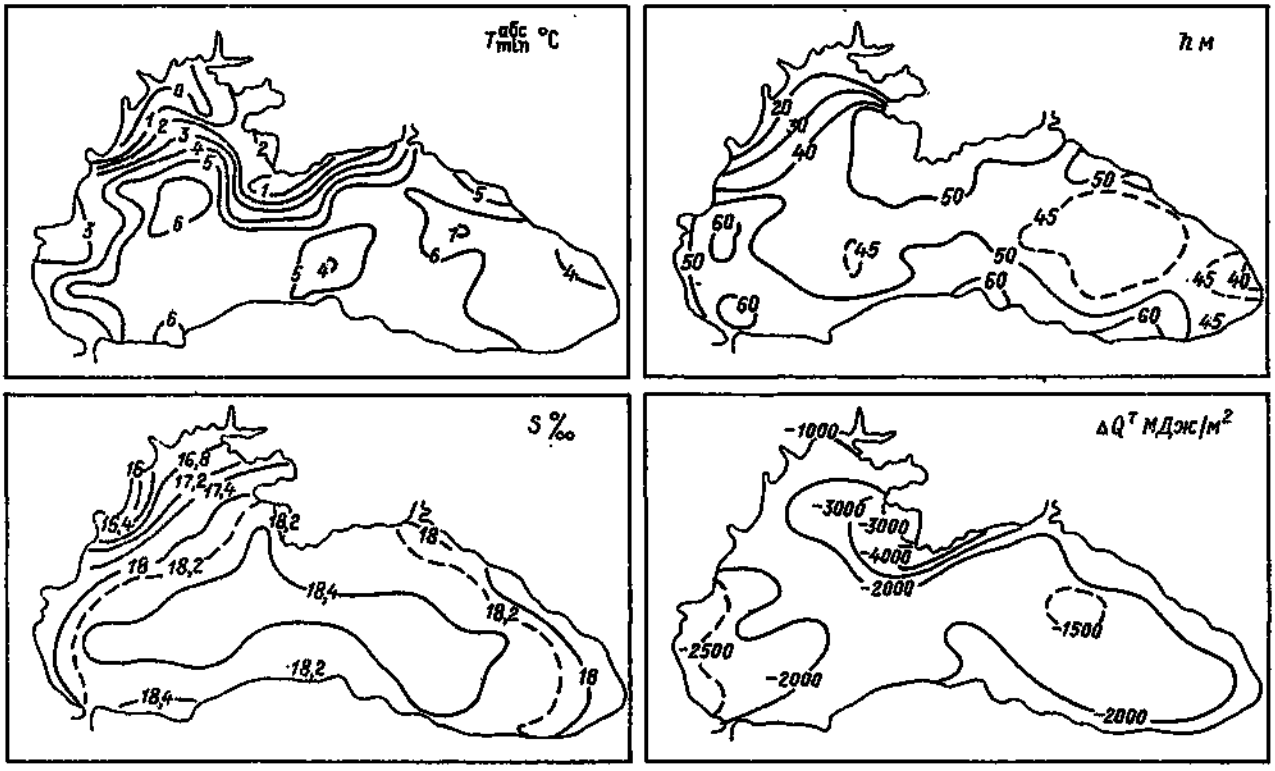


Рис. 2.41. Рассчитанные параметры ВКС при охлаждении до температуры абсолютного минимума $T^{абс}_{min}$.
h — толщина; S — соленость; ΔQ^T — теплопотери.

(рис. 2.41), выбранного из информационной базы глубоководных данных. Увеличение толщины слоя перемешивания в целом не велико. В центральных районах моря оно составило 5—7 м, а на периферии 10—12. Только у юго-западных берегов Крыма, где вертикальные градиенты солености в верхнем галоклине в августе минимальны, увеличение h достигло 25—30 м, но и здесь проникновение конвективного перемешивания не превысило глубины 80 м. Увеличение потенциальной энергии верхних слоев при охлаждении не достаточно для преодоления эффекта положительной плавучести на глубинах выше максимума интенсивности постоянного галоклина. Рассчитанные значения солености ВКС даже при охлаждении вод до абсолютного минимума не превышают 18,5 ‰, т. е. возможности развития термической конвекции в Черном море при современных параметрах термохалинной структуры ограничены в пределах верхней черноморской водной массы. В связи с этим становятся понятными результаты исследования Е. В. Солянкина и Н. А. Тимофеева [147], согласно которым глубина слоя перемешивания в Черном море не связывается с суммой градусо-дней мороза. В условиях

риод ее максимального развития. Тем не менее рис. 2.39 показывает, что в Черном море возможно заглубление нижней границы интенсивно перемешанного слоя более, чем представлено на рис. 2.41 (h). Особенно ярко это прослеживается в зоне ОЧТ, где процессы перемешивания усиливаются сдвиговой неустойчивостью [86].

В целом при современном состоянии термохалинной структуры, климатическое проникновение термической конвекции в Черном море соизмеримо с динамическим перемешиванием. В условиях мягких зим с пониженной теплоотдачей динамическое перемешивание является первичным по отношению к свободной конвекции, а в аномально холодные зимы вклад свободной конвекции в осенне-зимнем перемешивании возрастает. Заметим, что абсолютные минимумы температуры ВКС зимой (рис. 2.41) значительно превышают температуру наибольшей плотности, которая в диапазоне солености 16,5—18,5 ‰ составляет 0—0,4 °С. Но и при таком гипотетическом охлаждении термическая конвекция не проникает глубже ядра постоянного галоклина. На рис. 2.42 *а* показаны результаты такого расчета по модели (2.15)—(2.17) с началь-

ными условиями, полученными осреднением по стандартным горизонтам августовских полей температуры и солености. Расчет термической стадии проведен до достижения в ВКС температуры наибольшей плотности. Глубина проникновения конвекции стабилизировалась при теплоотдаче —3300 МДж/м², т. е. даже значительное увеличение зимнего выхолаживания не может вызвать значимых изменений параметров термохалинной структуры. С другой стороны, потепление климата

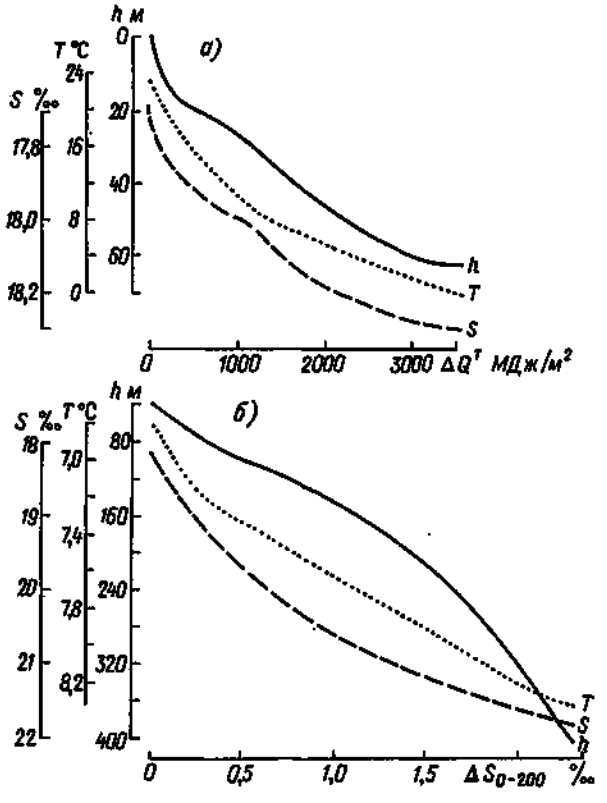


Рис. 2.42. Рассчитанные параметры ВКС при гипотетических охлаждении (*а*) и осолонении (*б*).

может уменьшить глубину проникновения термической конвекции, но общий уровень осенне-зимнего перемешивания будет поддерживаться динамическим перемешиванием. К подобным изменениям приведет и увеличение халинной стратификации в ДС, с той разницей, что рост плотностной устойчивости слоев будет препятствовать как свободной конвекции, так и динамическому перемешиванию.

Практически значимые изменения взаимообусловливающих параметров конвекции и структуры вод возможны только при падении халинной стратификации в ДС. При сильном уменьшении стока рек и разрушении постоянного галоклина свободная конвекция сможет развиваться по типу средиземноморской до дна моря [176]. Сравнительно небольшое термическое уплотнение вод ВКС, как и в Средиземном море, будет усугубляться ростом солености за счёт испарения. В настоящее время этот эффект затушевывается при распреснении ВКС речными водами.

Для оценки заглубления границы проникновения свободной конвекции расчет по модели (2.12)—(2.14) выполнен в два этапа. На первом (начальные условия прежние) моделировалась термическая стадия, т. е. $\Delta T < 0$ и $\Delta S = 0$. При $\Delta Q^T = -1670$ МДж/м² выполнялся переход на расчет соленостной стадии $\Delta T = 0$, $\Delta S > 0$. Прибавка солености ВКС в данном случае характеризует гипотетическое изменение его солевого баланса. Результаты расчета представлены на рис. 2.42 *б*. Изменение глубины проникновения свободной конвекции показано в зависимости от значения ΔS, которое представляет собой прибавку солесодержания ВКС, деленную на объем верхнего слоя 0—200 м. Этим показателем пользуются при оценке изменения солености моря балансовыми методами [12, 129]. В этих работах показано, что при стабильном климатическом уровне стока и планируемых изъятиях его на нужды народного хозяйства, возможно увеличение солености слоя 0—200 м на 1—1,5 ‰ за 20—30 лет, если все изменения солевого баланса скажутся только на этом слое. Из рис. 2.42 *б* видно, что при этом проникновение свободной конвекции дойдет до 150—200 м. Подобный рост солености в слое 0—200 м может произойти и при меньших изменениях внешнего солевого бюджета моря, но при увеличении солеобмена через постоянный галоклин, причем для этого необходимо «перекачать» из нижележащего слоя менее чем 0,5 % солей, т. е. понизить его среднюю соленость только на 0,1—0,2 ‰.

2.4.4. Численное моделирование реакции термохалинной структуры вод моря на многолетние изменения стока рек

Проблема изменения халинной структуры и вертикального обмена Черного моря в связи с предполагаемым сокращением стока рек рассматривалось в работах [23, 32, 36]. Моделирование выполнялось с помощью нелинейного уравнения диффузии при убывающем расходе верхнебосфорского потока. Результаты численных экспериментов показали, что существенные качественные изменения халинной структуры (выравнивание солености по глубине, увеличение вертикального обмена и заглубление постоянного галоклина) происходят в первые 20—50 лет. Так как изменение солесодержания моря за такой период незначительно, основную роль в процессе трансформации играет вертикальный обмен солями между глубинными и поверхностными слоями [36].

Для детального исследования механизма трансформации термохалинной структуры в начальный период, наиболее интересный как с теоретической, так и с практической точек зрения, построена дифференциально-параметрическая математическая модель сезонной эволюции структуры деятельного слоя моря. При нестационарных, в многолетнем плане, граничных условиях она дает возможность моделировать процессы реакции структуры как на увеличение, так и на уменьшение стока рек.

Дифференциальные уравнения, характеризующие изменения температуры и солености представлены в виде:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial T}{\partial z}\right) - W\frac{\partial T}{\partial z} + \Pi_z^T;$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial S}{\partial z}\right) - W\frac{\partial S}{\partial z} + \Pi_z^S. \qquad (2.18)$$

Функции Π_z^T и Π_z^S — распределенные источники тепла и соли, имитирующие влияние вод нижнебос-

форского потока. Остальные обозначения обычные. Π_z^T и Π_z^S для $z > z'$ заданы в виде:

$$\Pi_z = \Pi_{z'} \{[1 - \cos(\omega \Delta z)]/2\}^n, \quad (2.19)$$

где $z' = 90$ м — уровень свала глубин прибосфорского шельфа, в районе которого мраморноморские воды интенсивно смешиваются с водами ХПС [50]; $\omega = 2\pi(z_0 - z')$; $z_0 = 300$ м — нижняя граница расчета; $\Delta z = z - z'$.

Таким образом, роль нижнебосфорского потока будет возрастать в слое 90—200 м, а ниже 200 м убывание Π_z будет компенсироваться влиянием постоянных граничных условий при $z = z_0$. Стабилизация T и S на уровне $z_0 = 300$ м допустима, так как в начальный период трансформации структуры (20—50 лет) изменения нижнебосфорского потока, при реально изменяющемся стоке рек, не отразятся на соле- и теплосодержании промежуточной водной массы, а перестройка структуры будет сосредоточена в деятельном слое.

Коэффициент вертикального обмена задавался в виде

$$K_z = [K_0 + K_1 \exp(-\gamma z)](1 + \beta\, \partial\rho/\partial z)^m, \quad (2.20)$$

где K_0 — фоновый коэффициент вертикального турбулентного обмена при нейтральной стратификации; $K_1 \exp(-\gamma z)$ — позволяет учесть убывание с глубиной интенсивности волнового перемешивания; $(1 + \beta\, \partial\rho/\partial z)^m$ — определяет зависимость вертикального обмена от плотностной стратификации. Плотность рассчитывалась по упрощенному уравнению состояния морской воды [112].

Возможность применения подобной модели для расчета эволюции структуры в пределах верхней черноморской водной массы при $W = 0$ и $\Pi_z = 0$ показана в работах [98, 99]. При аппроксимации граничных условий в поверхностном слое климатическими кривыми годового хода температуры и солености было получено хорошее совпадение результатов расчета со средними многолетними данными для $z < 30$ м. Наибольшие расхождения обнаружены в области ХПС, где температура воды оказалась завышенной. Основной причиной расхождений названа адвективная природа ХПС.

Улучшение модели возможно путем более явной параметризации процессов конвекции. В работе [100] с целью интенсификации зимнего перемешивания, при появлении плотностной неустойчивости параметр K_z увеличивался до 500—1000 см²/с. Более физичный подход предложен в работе [83]. При $\partial\rho/dz < 0$ в этой модели вводится механизм мгновенного перемешивания, по своей сущности аналогичный модели Н. Н. Зубова [81]. Воспользуемся этим приемом и запишем граничные условия на поверхности моря. Для центра западной части моря период нагрева совпадает с периодом распреснения в ВКС. Тогда для $z = 0$

$$T(0, t) = T_{\min}(N) + 0{,}5\, \Delta T(N)[1 - \cos(\Omega t)];$$

$$S(0, t) = S_{\max}(N) - 0{,}5\, \Delta S(N)[1 - \cos(\Omega t)], \quad (2.21)$$

где Ω — частота годовых колебаний; $N = 0, 1, 2, \ldots$ — номер годового цикла расчета; $T_{\min}(N)$, $S_{\max}(N)$ — температура и соленость ВКС в момент наибольшего выхолаживания; $\Delta T(N)$ и $\Delta S(N)$ — размах сезонных колебаний температуры и солености, которые могут изменяться соответственно под влиянием теплового и пресного балансов моря за период нагрева. Если принять, что осадки и испарение взаимно компенсируют друг друга, то $\Delta S(N)$ пропорциональна объему речного стока.

В период выхолаживания можно допустить, что соленость ВКС определяется исключительно процессами перемешивания с нижележащими слоями. Ранее было показано, что это допущение не является сильным. Тогда для $z \leqslant h$

$$T(z, t + \tau) = \frac{1}{h}\left(\int_0^h T(z, t)\, dz + \frac{\partial Q^T}{\partial t}\frac{\tau}{C_p\rho}\right);$$

$$S(z, t + \tau) = \frac{1}{h}\int_0^h S(z, t)\, dz, \quad (2.22)$$

где τ — шаг по времени; $\partial Q^T/\partial t = f[T(0, t) - T_a(t)]$ — расход тепла через поверхность моря в единицу времени [118]; C_p и ρ — удельная теплоемкость при постоянном давлении и плотность морской воды ($C_p\rho \approx 1$); h — глубина конвективного перемешивания.

Ход температуры воздуха для средних многолетних условий можно представить в виде $T_a(t) = 22{,}3 - 9{,}65\,[1 - \cos(\Omega t)]$. Глубину h определим из уравнения состояния конвекции [42]:

$$\rho[T(0, t + \tau), S(0, t + \tau)] \leqslant \rho[T(h, t), S(h, t)]. \quad (2.23)$$

Модель (2.18)—(2.23) реализована численно. Уравнения (2.15) аппроксимировались схемой Кранка—Николсона и решались методом прогонки [114, 137]. Шаг по глубине брался равным 1 м, шаг по времени $\tau = 9$ сут. За начало годового цикла $t = 0$ принят конец февраля. В период нагрева морской поверхности, при $2\pi N \leqslant \Omega t < 2\pi(N + 0{,}5)$ профили $T(z, t + \tau)$ и $S(z, t + \tau)$ рассчитывались по формулам (2.18)—(2.21). В период охлаждения при $2\pi(N + 0{,}5) \leqslant \Omega t < 2\pi N$ сначала по (2.22)—(2.23) в соответствии с алгоритмом Ю. П. Доронина [74], выполнялся расчет параметров слоя, охваченного интенсивной конвекцией. Затем промежуточные профили температуры и солености, претерпевающие разрыв на горизонте $z = h$ использованы для расчета $T(z, t + \tau)$, $S(z, t + \tau)$ по (2.18)—(2.20). Таким образом, последовательная параметризация процессов интенсивной конвекции и турбулентной диффузии имитирует процесс проникающей конвекции. Величины K_z в слое $z < h$ в данном случае не играют определяющей роли, так как этот слой однороден.

За начальные распределения температуры и солености приняты февральские климатические профили в центре западной части моря (рис. 2.43). Применение одномерной модели в этом районе наиболее оправдано, так как адвекция тепла и солей течениями зимой здесь минимальна (см. п. 2.4.2), а летнее распреснение поверхностного слоя, в результате горизонтальной диффузии, учитывается в граничных условиях (2.21). ХПС в этом районе имеет преимущественно конвективную природу. Учитывая также, что центр западной части моря является зимним очагом формирования верхней черноморской водной массы, можно предположить, что качественные выводы о многолетней трансформации структуры можно будет распространить на все море.

Расчеты по модели (2.18)—(2.23) выполнялись в три этапа. На первом, при стабильных значениях $\Delta T(N) = 16{,}5\,^{\circ}\mathrm{C}$, $\Delta S(N) = 0{,}37\,‰$, что соответствует средним многолетним значениям для центра западной части моря, подбирались параметры модели, обеспечивающие сходимость расчетных кривых годового хода температуры и солености на стандартных горизонтах со средними многолетними.

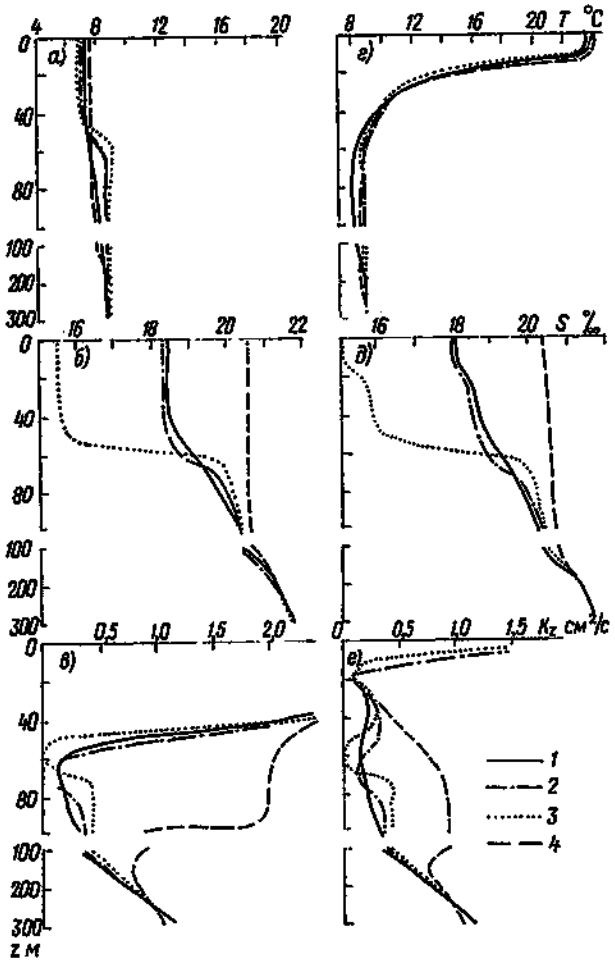


Рис. 2.43. Вертикальные распределения T, S, K_z в феврале (*а*, *б*, *в*) и августе (*г*, *д*, *е*).

1 — по средним многолетним данным; *2* — рассчитанные при устойчивом состоянии структуры; *3* — рассчитанные при распреснении, $N = 37$; *4* — рассчитанные при осолонении, $N = 37$.

Оптимальными приняты следующие значения: $K_0 = 2$ см²/с; $K_1 = 30$ см²/с; $\gamma = 10^{-3}$ см$^{-1}$; $\beta = 2{,}5 \cdot 10^{7}$ см⁴/г; $m = -1{,}2$; $W = -10^{-6}$ см/с; $\Pi^{T}_{200} = 0\,^{\circ}\mathrm{C}$/с; $\Pi^{S}_{200} = 1{,}3 \cdot 10^{-10}\,‰$/с; $n = 0{,}25$.

Выход на стационарный периодический режим модели происходит на 14-м годовом цикле. Рассчитанная термохалинная структура деятельного слоя в устойчивом состоянии физически согласуется со средней многолетней (рис. 2.44). Расхождения в годовом ходе солености на глубинах 70—100 м обусловлены вертикальными смещениями постоянного галоклина, которые происходят в соответствии с сезонной цикличностью общей циклонической циркуляции [13]. Эти смещения не связаны с обменом солями между слоями и не влияют на структуру ДС в многолетнем плане. В данном случае важным является совпадение средней годовой солености в области постоянного галоклина с рассчитанными значениями.

Вертикальное распределение K_z при периодическом режиме (см. рис. 2.43) незначительно отличается от K_z, рассчитанного по климатическому распределению плотности с применением уравнения (2.20), и в целом хорошо согласуется с данными работы [92]. В этой работе показано также, что роль вертикальной компоненты средней скорости W в суммарном переносе солей из глубин моря в верхние слои мала по сравнению с ролью турбу-

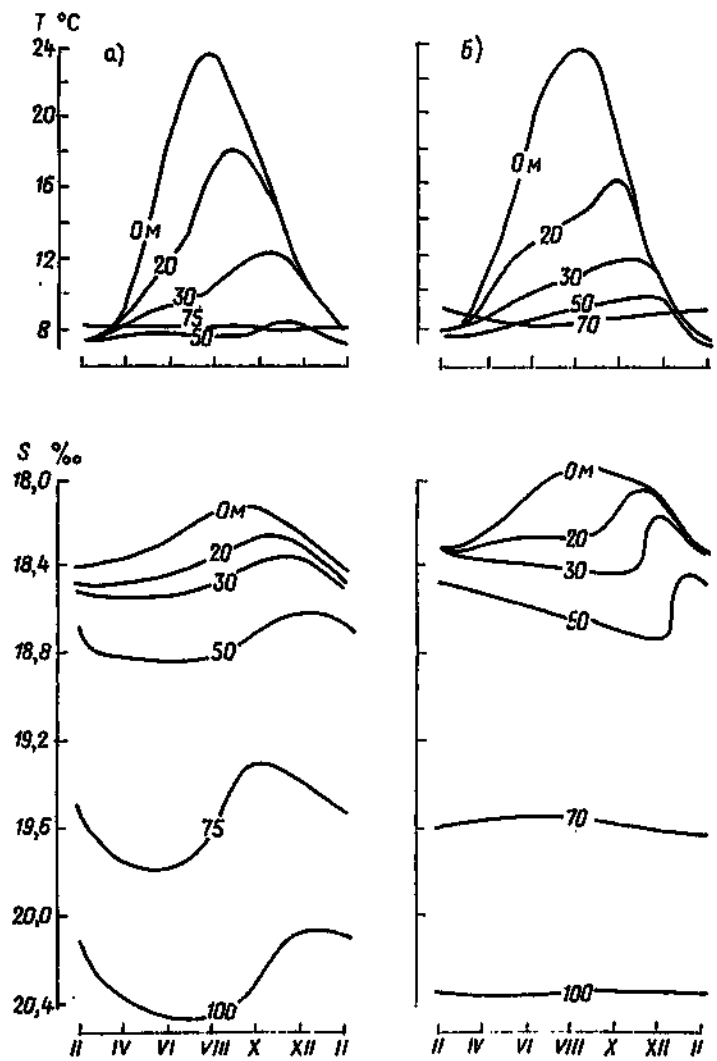


Рис. 2.44. Годовой ход температуры и солености вод на горизонтах.

а — по средним многолетним данным; *б* — рассчитанные при устойчивом состоянии структуры.

лентного обмена. Аналогичный вывод неправомерен в отношении роли W в формировании структуры ДС. Оценка порядков величин членов уравнения переноса солей (2.18) показала, что при характерных масштабах $W \sim 10^{-6}$ см/с; $\partial S/\partial z \sim 5 \cdot 10^{-4}\,‰$/см: $\partial^2 S/\partial^2 z^2 \sim 5 \cdot 10^{-8}\,‰$/см²; адвективное слагаемое ($W\,\partial S/\partial z = 5 \cdot 10^{-10}\,‰$/с) соизмеримо с турбулентным слагаемым ($\partial/\partial z\, K_z \partial S/\partial z = 5 \cdot 10^{-9}\,‰$/с) только в области ПГ, где $K_z \sim 0{,}1$ см²/с в течение всего года. В выше- и нижележащих слоях вертикальная структура формируется в основном под воздействием процессов вертикальной диффузии. В связи с этим оказалась возможной идеализация модели, состоящая в замене $W(z, t)$ на постоянную $W = -10^{-6}$ см/с, при которой модель вышла на периодический режим, близ-

кий к среднему многолетнему. Чувствительность модели к колебаниям W можно охарактеризовать следующим образом. При изменении W в пределах от $-1{,}5\cdot10^{-6}$ см/с до $-0{,}5\cdot10^{-6}$ см/с dS/dt в области ядра ПГ изменяется от 0,01 до —0,01 ‰/год. Необходимость введения функции, распределенного источника Π_z^S выявлена также в результате численных экспериментов. Многолетние расчеты с $\Pi_z^S = 0$ показали падение солености в слое 100—250 м. Максимум скорости падения приходился на горизонт 200 м. Попытки устранения этого эффекта за счет увеличения W не дали положительного результата, так как соленость начинала значительно

ласти ПГ приводит к снижению K_z до 0,04—0,01 см²/с. Подобные значения K_z получены экспериментально для ПГ в Балтийском море, где климатические градиенты солености близки к расчетным при $N>40$ [177, 179]. Толщина слоя конвективного перемешивания при распреснении убывает не более чем на 10—15 м. Примерно так же поднимается уровень ядра ПГ. Но интенсивность проникающей конвекции в условиях обостряющегося галоклина падает значительно. В результате соленость вод под галоклином увеличивается. Следует отметить, что эффект повышения солености под ПГ не наблюдается, если параметр $m > -1{,}2$, т. е. при менее активном влиянии плотностной

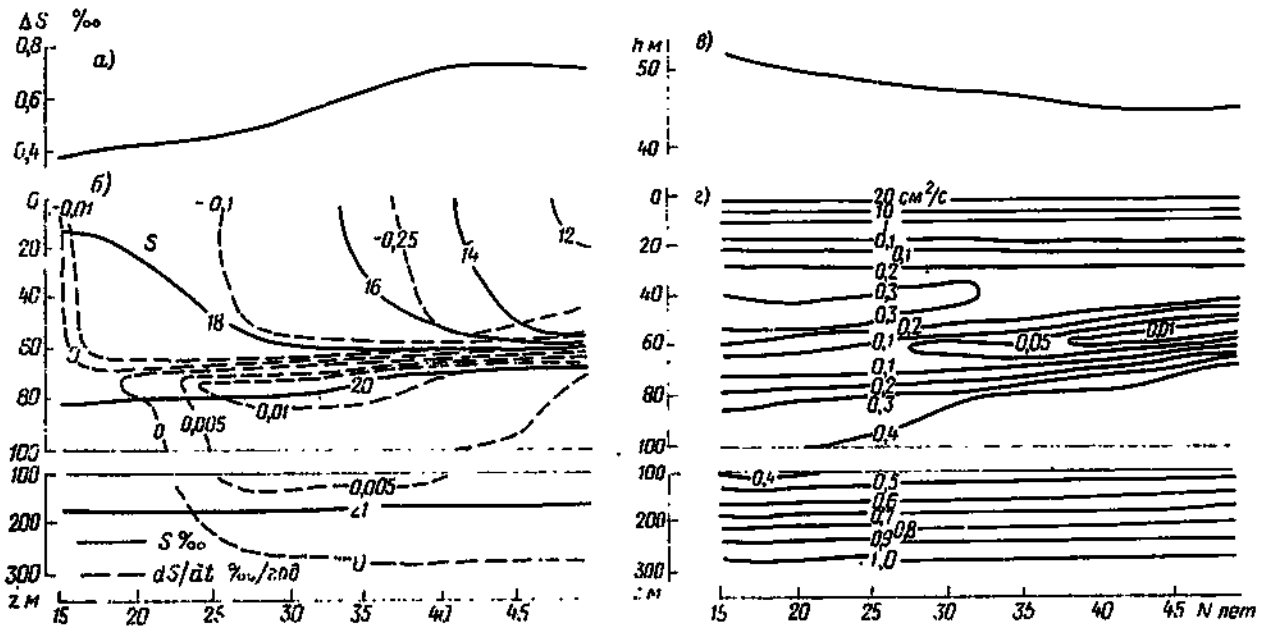


Рис. 2.45. Реакция структуры на многолетнее распреснение.

а — заданное увеличение размаха сезонных колебаний солености в поверхностном слое; *б* — трансформация августовского вертикального распределения солености; *в* — изменение глубины проникновения интенсивной конвекции; *г* — трансформация августовского вертикального профиля K_z, см²/с.

быстрее возрастать в области ПГ. Подобранная величина Π_{200}^S в пересчете на объем слоя 90—300 м составляет около 300 млн. т солей в год или 4,5 % годового притока солей с нижнебосфорским потоком, что хорошо согласуется с гипотезой о растекании части нижнебосфорских вод по соответствующим изопикническим поверхностям [24].

На втором этапе расчетов выполнено моделирование реакции структуры ДС на многолетнее распреснение поверхностного слоя. Начальная структура соответствовала устойчивому периодическому состоянию при $N = 14$. Процесс увеличения стока имитировался путем задания функции

$$\Delta S\,(N+1) = \Delta S\,(N) + \delta S, \qquad (2.24)$$

где $\delta S > 0$ — прирост сезонного размаха солености. Остальные параметры модели не изменялись.

Распреснение поверхностных слоев вызывает уменьшение глубины конвективного перемешивания, подъем ПГ и увеличение солености под ним (рис. 2.45). Процесс подъема ПГ происходит малоинтенсивно и практически прекращается при уменьшении солености поверхностных слоев до 14—15 ‰. Дальнейший подъем не происходит, так как этому препятствует волновое перемешивание. Увеличение вертикальных градиентов солености в области ПГ приводит к снижению K_z до 0,04—0,01 см²/с. Подобные значения K_z получены экспериментально для ПГ в Балтийском море, где климатические градиенты солености близки к расчетным при $N>40$ [177, 179]. Толщина слоя конвективного перемешивания при распреснении убывает не более чем на 10—15 м. Примерно так же поднимается уровень ядра ПГ. Но интенсивность проникающей конвекции в условиях обостряющегося галоклина падает значительно. В результате соленость вод под галоклином увеличивается. Следует отметить, что эффект повышения солености под ПГ не наблюдается, если параметр $m > -1{,}2$, т. е. при менее активном влиянии плотностной стратификации на вертикальный турбулентный обмен. Профиль температуры (см. рис. 2.43) при распреснении изменяется в сторону падения в поверхностных слоях и интенсификации зимней инверсии, которая возникает благодаря наличию галоклина и характерна для субарктической структуры вод [42]. Сезонный ход температуры воды над ПГ меняется незначительно (рис. 2.46). Но уже на горизонте 70 м амплитуда температурных волн падает до нуля. То же можно сказать и о халинных волнах, хотя над ПГ их амплитуда значительно возрастает.

На третьем этапе расчетов моделировалась реакция структуры ДС на многолетнее осолонение. Расчеты выполнялись аналогично предыдущим от устойчивого периодического состояния, только в (2.24) δS принималась отрицательной.

Осолонение поверхностных слоев вызывает увеличение глубины конвективного перемешивания, заглубление и уменьшение интенсивности ПГ (рис. 2.47). Разрушение ПГ сопровождается интенсификацией проникающей конвекции. В результате на фоне общего роста солесодержания появляется слой, где соленость вод временно понижается. Процесс трансформации структуры ускоряется по мере падения dS/dz в ядре ПГ. В поверхностных слоях

($z < 60$ м) температура вод возрастает за счет выноса тепла конвекцией из глубин моря, а ниже уменьшается (см. рис. 2.42). При $K_z > 0{,}5$ см^2/с (для ядра ПГ) зимняя инверсионная прослойка не проявляется. На рис. 2.46 приведены расчетные кривые годового хода температуры и солености при значительном осолонении поверхности ($N = 37$). Заметно увеличение глубины проникновения температурных и халинных волн. Причем на глубине 50 м размах сезонных колебаний уменьшился по сравнению с устойчивым периодическим режимом, близким к климатическому.

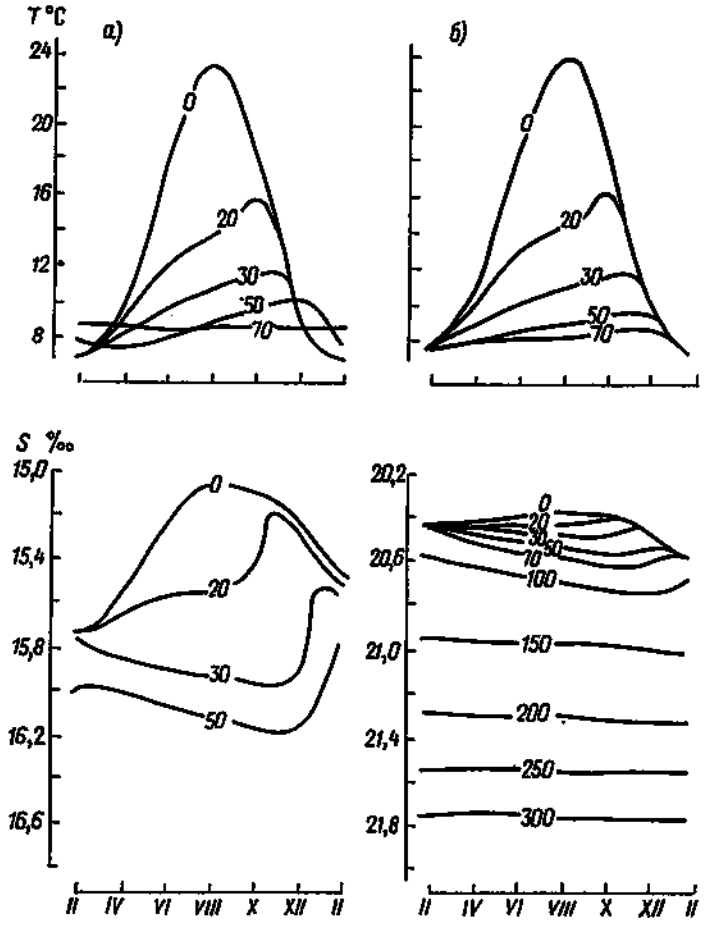


Рис. 2.46. Годовой ход температуры и солености вод на горизонтах.

а — рассчитанный при распреснении, $N = 37$; *б* — рассчитанный при осолонении, $N = 37$.

Для оценки влияния гипотетического увеличения вертикальной скорости [27] при уменьшении стока рек выполнен расчет подобный предыдущему, но при $W = -10^{-5}$ см/с. Исходя из результатов моделирования при периодически стационарных условиях, такое увеличение вертикальной скорости следует считать значительным, так как соленость при этом в ядре ПГ увеличивается со скоростью приблизительно 0,02 ‰/год. В течение первых шести лет интенсивность ПГ возрастает, и глубина конвекции падает. Затем, при $\Delta S(N) < <0{,}25$ ‰, направленность процесса трансформации структуры меняется на противоположную. Таким образом, даже значительное увеличение вертикального компонента средней скорости не в состоянии предотвратить процесс разрушения ПГ при уменьшении пресного стока.

Представленная модель имеет ясный физический смысл и отражает основные закономерности годового цикла эволюции термохалинной структуры ДС моря. Она демонстрирует и подтверждает механизм реакции структуры вод Черного моря на изменения стока рек, который был сформулирован при анализе экспериментального материала. Увеличение стока рек приводит к незначительному подъему и резкому запиранию ПГ, что является причиной положительной тенденции солености вод под ПГ и может служить причиной подъема верхней границы сероводородной зоны, способствовать появлению заморных явлений. Падение стока рек вызывает обратный процесс, в результате которого может произойти полная перестройка термохалинной структуры.

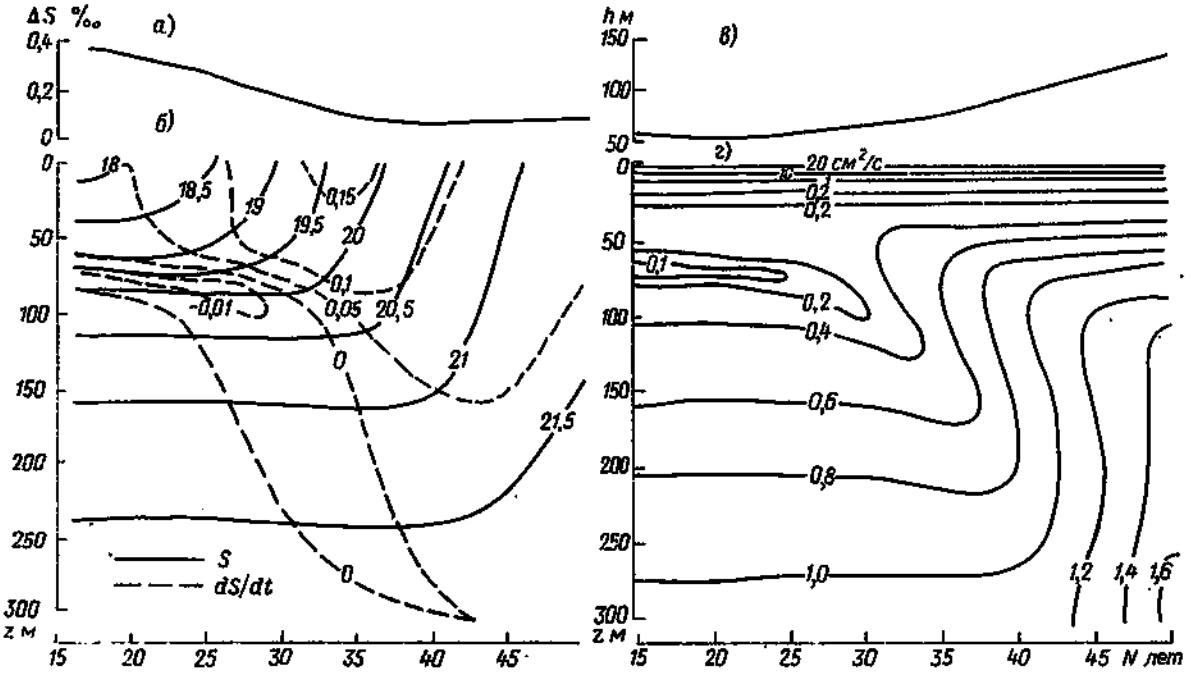


Рис. 2.47. Реакция структуры на многолетнее осолонение.

а — заданное уменьшение размаха сезонных колебаний солености в поверхностном слое; *б—г* — см. рис. 2.45.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверкиев М. С. Суммарная радиация и ее компоненты при безоблачном небе в зависимости от прозрачности атмосферы для широт 40—70°//Вестник МГУ, серия биологии, почвоведения, геологии, географии.— 1958.— Вып. 4.— С. 185—198.

2. Агафонова Е. Г., Монин А. С. Статистика температуры и солености поверхности Атлантики//Докл. АН.— 1972.— Т. 207, № 3.— С. 586—588.

3. Альтман Э. Н. Конвективно-турбулентный теплообмен Черного моря с атмосферой//Сб. работ БГМО ЧАМ.— 1962.— Вып. 1.— С. 70—76.

4. Альтман Э. Н. Исследование водообмена между Черным и Азовским морями//Сб. работ ЛЮМ ГОИНа.— 1972.— Вып. 11.— С. 3—47.

5. Альтман Э. Н. Современный солевой баланс Азовского моря и его многолетняя. изменчивость//Биология моря.— 1972.— Вып. 27.— С. 62—70.

6. Альтман Э. Н. Структура течений Керченского пролива//Труды ГОИН.— 1975.— Вып. 125.— С. 3—16.

7. Альтман Э. Н. Расчет солености Азовского моря// Труды ГОИН.— 1975.— Вып. 125.— С. 25—28.

8. Альтман Э. Н. К вопросу об изменчивости расходов воды в Керченском проливе (по натурным наблюдениям)//Труды ГОИН.— 1976.— Вып. 132.— С. 17—28.

9. Альтман Э. Н. Водный баланс Черного моря и антропогенные изменения солености его северо-западной части//Материалы конференции «Экология и рациональное использование природных ресурсов Южного региона Украины».— Севастополь, МГИ АН УССР.— 1984.— Ч. 1.— С. 9—15. Деп. в ВИНИТИ 08.10.84, № 6611-84 Деп.

10. Альтман Э. Н. Балансовая оценка водообмена через черноморские проливы//Труды ГОИН.— 1987.— Вып. 180.— С. 3—20.

11. Альтман Э. Н., Гертман И. Ф., Голубева З. А. Климатические поля солености и температуры воды Черного моря.— Севастополь: СО ГОИН, 1987.— 110 с.

12. Альтман Э. Н., Гертман И. Ф., Касич Т. Г. Многолетняя изменчивость солевого баланса Черного моря// Труды ГОИН.— 1987.— Вып. 180.— С. 33—44.

13. Альтман Э. Н., Гертман И. Ф., Фомин В. В. Доступная потенциальная энергия как показатель сезонной цикличности циркуляции вод Черного моря//Труды научн.-техн. конф. «Эксперим. и теор. исслед. волн. процессов в океане и использ. их результатов для нужд нар. х-ва. Севастополь, 28—30 ноября».— Севастополь, МГИ АН УССР.— 1985.— С. 56—59. Деп. в ВИНИТИ 12.06.85, № 4133-85 Деп.

14. Альтман Э. Н., Кумыш Н. И. Многолетняя и внутригодовая изменчивость баланса пресных вод Черного моря//Труды ГОИН.— 1986.— Вып. 176.— С. 3—18.

15. Андрющенко А. А. Статистическая макроструктура гидрологических полей Черного моря и методика их расчета на основе применения оптимальной интерполяции// Автореф. Дис... на соиск. уч. ст. канд. физ.-мат. наук.— Севастополь: МГИ АН УССР, 1975.— 18 с.

16. Андрющенко А. А., Беляев В. И. Математическое обеспечение расчетов океанографических полей по данным наблюдений.— Киев: Наукова думка, 1978.— 134 с.

17. Барашкова Е. П. Мутность атмосферы в Карадаге//Труды ГГО.— 1959.— Вып. 80.— С. 97—111.

18. Барышевская Г. И. Распределение солености в поверхностном слое Черного моря//Гидрофизические и гидрохимические исследования Черного моря.— Киев, 1967.— С. 68—71.

19. Белкин И. М. Семантический контроль и редактирование данных океанографических станций//Труды ВНИИГМИ-МЦД.— 1984.— Вып. 113.— С. 99—108.

20. Белов В. П. Филиппов Ю. Г., Шлыгин И. А. Расчет водообмена через Керченский пролив//Метеорология и гидрология.— 1978.— № 2.— С. 52—59.

21. Беляев В. И., Совга Е. Е., Чепкасова В. А. О влиянии физических и химических факторов на состояние верхней границы сероводородной зоны Черного моря//Вопросы океанологии Черного моря.— Севастополь, МГИ АН УССР.— 1984.— С. 15—29. Деп. в ВИНИТИ 16.01.85, № 460-85 Деп.

22. Бендат Дж., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов. Пер. с англ.— М.: Мир, 1974.— 463 с.

23. Березовский А. А., Богуславский С. Г. Изменение солености и коэффициента вертикальной диффузии в Черном море в связи с сокращением стока рек//Динамика и устойчивость механических систем.— Киев, 1980.— С. 167—177.

24. Березовский А. А., Богуславский С. Г. Математическая модель формирования физических и химических полей глубинных вод Черного моря//Обратные преобразования в задачах кристаллизации и физики моря.— 1983.— Т. 54.— С. 10—15.

25. Беренбейм Д. Я. Колебания водности Черного и Азовского морей и речной сток//Труды АзЧерНИРО.— 1960.— Вып. 18.— С. 3—20.

26. Беренбейм Д. Я. Речной сток и соленость северо-западной части Черного моря//Труды АзЧерНИРО.— 1961.— Вып. 19.— С. 10—18.

27. Блатов А. С., Булгаков Н. П., Иванов В. А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 240 с.

28. Богатко О. Н. и др. Поверхностные течения Черного моря//Комплексные исследования Черного моря.— Севастополь, 1979.— С. 25—33.

29. Богданова А. К. Сезонные и межгодовые колебания водообмена через Босфор//Биология моря.— 1972.— Вып. 27.— С. 41—54.

30. Богуславский С. Г. Поглощение солнечной радиации в море и его непосредственное влияние на изменение температуры моря//Труды МГИ АН УССР.— 1956.— Т. 8.— С. 80—97.

31. Богуславский С. Г., Бербенев В. И., Иванов Р. И. и др. Поле солености в зимний сезон//Комплексные исследования Черного моря.— Севастополь, 1979.— С. 17—29.

32. Богуславский С. Г., Березовский А. А. Математические модели изменений гидрологического режима Черного моря с учетом природных и антропогенных факторов//Комплексные исследования Черного моря.— Севастополь, 1984.— С. 11—19.

33. Богуславский С. Г. и др. Вопросы гидрологии Черного моря//Комплексные океанографические исследования Черного моря.— Киев, 1980.— С. 136—162.

34. Богуславский С. Г. и др. Гидрологическая структура вод Черного моря в осенний период.— Севастополь, ЧО МГИ АН УССР.— 1984.— 11 с.— Деп. в ВИНИТИ 05.03. 84, № 1291-84 Деп.

35. Богуславский С. Г., Жоров В. А., Ронкова В. П. и др. Термохалинная структура и особенности поля кислорода в период осеннего выхолаживания//Комплексные исследования Черного моря.— Севастополь, 1984.— С. 107—113.

36. Богуславский С. Г., Котовщиков Б. Б. Формирование современного поля солености Черного моря// Океанология.— 1984.— Т. 24, № 3.— С. 410—416.

37. Богуславский С. Г., Хлопушина С. И. Водообмен через Босфор и соленость Черного моря//Морские гидрофизические исследования.— 1973.— № 3 (62).— С. 130—139.

38. Болдырев А. К. Сезонные изменения толщины квазигомогенного слоя в прибрежных районах Черного моря//Сб. работ Астраханской ЗГМО.— 1980.— Вып. 2.— С. 109—112.

39. Браславский А. П., Викулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1954.— 211 с.

40. Бруевич С. В. О водном и солевом балансе Черного моря//Труды ИО АН СССР.— 1960.— Т. 42.— С. 255—272.

41. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности.— Л.: Гидрометеоиздат, 1956.— 256 с.

42. Булгаков Н. П. Конвекция в океане.— М.: Наука, 1975.— 272 с.

43. Булгаков С. Н., Коротаев Г. К. Возможный механизм стационарной циркуляции вод Черного моря//Комплексные исследования Черного моря.— Севастополь, 1984.— С. 32—40.

44. Взаимодействие океана с окружающей средой /Под ред. А. И. Дуванина.— М.: Изд-во МГУ, 1983.— 215 с.

45. Владимирцев Ю. А. О придонной конвекции в Черном море//Изв. АН СССР. Сер. геофиз.— 1962.— № 7.— С. 974—977.

46. Владимирцев Ю. А. Процессы конвективного перемешивания в Черном море//Гидрофизические и гидрохимические исследования Черного моря.— Киев, 1967.— С. 28—32.

47. Владимирцев Ю. А., Косарев А. Н. Некоторые особенности конвективного перемешивания в Черном и Каспийском морях//Океанология.— 1963.— Т. 3, № 6.— С. 979—985.

48. Водные ресурсы Болгарии и их комплексное использование.— София: Земиздат, 1966.— 322 с.

49. Водные ресурсы реки Днестр.— Киев: АН УССР, 1952.— 219 с.

50. Водообмен через Босфор и его влияние на гидрологию и биологию Черного моря.— Киев: Наукова думка, 1969.— 295 с.

51. Водяницкий В. А. Основной водообмен и история формирования солености Черного моря//Труды СБС.— 1948.— Т. 6.— С. 386—432.

52. Вулис И. Л., Монин А. С. О доступной потенциальной энергии океана//Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 221, № 3.— С. 597—600.

53. Георгиев Ю. С. Об адвективной природе холодного промежуточного слоя Черного моря//Биология моря.— 1972.— Вып. 27.— С. 81—89.

54. Гертман И. Ф. Региональный банк глубоководной гидрологической информации Черного и Азовского морей// Труды ВНИИГМИ—МЦД.— 1984.— Вып. 113.— С. 27—32.

55. Гертман И. Ф. Метод обработки батометрических измерений с целью расчета полей статистических характеристик//Труды ГОИН.— 1986.— Вып. 176.— С. 37—42.

56. Гертман И. Ф., Голубева З. А. Характеристика ледовых условий Черного моря.— Севастополь: СО ГОИН, 1985.— 15 с. Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД 12.09.85, № 428-ГМ.

57. Гертман И. Ф., Голубева З. А. Осенне-зимнее перемешивание как фактор, определяющий структуру вод деятельного слоя Черного моря.— Севастополь: СО ГОИН, 1986.— 21 с. Деп. в ИЦ ВНИИГМИ-МЦД 13.01.87, № 603-ГМ.

58. Гертман И. Ф., Голубева З. А. Реакция термохалинной структуры вод Черного моря на альтернативные тенденции стока рек — Севастополь: СО ГОИН, 1986.— 21 с. Деп. в ИЦ ВНИИГМИ-МЦД 13.01.87, № 604-ГМ.

59. Гертман И. Ф., Голубева З. А. Климатическая структура деятельного слоя Черного моря — Севастополь: СО ГОИН, 1987.— 19 с. Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД 24.02.87, № 609-ГМ.

60. Гидрология устьевой области Дуная/Под ред. Я. Д. Никифорова, К. П. Дьякону.— М.: Гидрометеоиздат, 1963.— 147 с.

61. Гирдюк Г. В. и др. Влияние облачности на суммарную радиацию, поступающую на поверхность океана// Труды ГГО.— 1973.— Вып. 297.— С. 109—117.

62. Гирдюк Г. В. и др. Прозрачность атмосферы над океаном и суммы возможной радиации//Труды ГГО.— 1973.— Вып. 297.— С. 99—108.

63. Гирдюк Г. В., Малевский-Малевич С. П. Методика расчета эффективного излучения поверхности океана//Труды ГГО.— 1973.— Вып. 297.— С. 124—132.

64. Глазков В. В. Объемный статистический *T, S*-анализ водных масс Черного моря//Океанология.— 1970.— Т. 10, № 6.— С. 958—962.

65. Голубева З. А. Изменчивость теплового баланса поверхности Черного моря//Труды ГОИН.— 1987.— Вып. 180.— С. 21—32.

66. Гоптарев Н. П. Схема расчета характеристик турбулентности приземного слоя атмосферы//Труды ГОИН.— 1965.— Вып. 84.— С. 171—181.

67. Давыдов Л. К. Гидрография СССР. Ч. 2.— Л.: ЛГУ, 1955.— 597 с.

68. Дайгот Л. С. К вопросу о тенденции изменения прозрачности атмосферы в некоторых пунктах Украины// Труды УкрНИГМИ.— 1975.— Вып. 138.— С. 34—37.

69. Дегтярев Г. М., Филин В. А. К методике построения осредненных кривых вертикального распределения океанологических величин//Океанология.— 1971.— Т. 11, № 1.— С. 138—145.

70. Джонтюрк Хюсейн, Бояр Огауз А. Водные ресурсы Турции.— 1968.— С. 9—12.

71. Дмитриев А. А. Опыт составления суточного хода теплового баланса прибрежной полосы моря близ Евпатории/ Метеорология и гидрология.— 1939.— № 2.— С. 3—15.

72. Добровольский А. Д. Об определении водных масс//Океанология.— 1961.— Т. 1, № 1.— С. 12—24.

73. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР.— М.: МГУ, 1982.— 192 с.

74. Доронин Ю. П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 299 с.

75. Дрейпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ.— М.: Статистика, 1973.— 392 с.

76. Егоров Б. Н. Учет влияния облачности различных ярусов на суммарную радиацию, приходящую к поверхности океана//Труды ГГО.— 1973.— Вып. 297.— С. 118—123.

77. Егоров Б. Н., Кириллова Т. В. Суммарная радиация над океаном в условиях безоблачного неба//Труды ГГО.— 1973.— Вып. 297.— С. 87—98.

78. Ефимов В. В. и др. Оценка коэффициентов тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой//Изв. АН СССР, ФАО.— 1985.— Т. 21, № 7.— С. 735—743.

79. Жоров В. А., Богуславский С. Г. Тенденции некоторых гидролого-гидрохимических процессов Черного моря//Метеорология и гидрология.— 1985.— № 11.— С. 63—69.

80. Жоров В. А., Богуславский С. Г., Ронкова В. П. и др. Гидрологический режим и формирование поля кислорода в Черном море в зимний и весенний периоды.— Севастополь: ЧО МГИ АН УССР, 1984.— 35 с. Деп. в ВИНИТИ 22.06.84, № 4298-84 Деп.

81. Зубов Н. Н. Льды Арктики.— М.: Главсевморпуть, 1945.— 360 с.

82. Зубов Н. Н. Основы учения о приливах Мирового океана.— М.: Географиздат, 1956.— 240 с.

83. Иванов Ю. А. Крупномасштабная и синоптическая изменчивость полей в океане.— М.: Наука, 1981.— 168 с.

84. Кабатченко И. М. Многолетняя изменчивость ветра и ветровых волн Черного моря.— Москва: ГОИН, 1985.— 22 с. Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД 13.09.82, № 159 ГМ-Д82.

85. Казаков С. И., Марков А. А. Использование архива океанографических данных для оценки антропогенных воздействий на состояние Черного моря//Материалы конференции «Экология и рациональное использование природных ресурсов Южного региона Украины».— Севастополь, МГИ АН УССР.— 1984.— Ч. 1.— С. 74—77. Деп. в ВИНИТИ 08.10.84, № 6611-84.

86. Калацкий В. И. Моделирование вертикальной термической структуры деятельного слоя океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 275 с.

87. Карлин Л. Н. и др. Изменчивость термохалинной структуры верхних слоев океана.— Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД, ЛГМИ, 1984.— 186 с.

88. Клиге Р. К. Некоторые изменения водообмена южных морей Европы//Водные ресурсы.— 1976.— № 6.— С. 67—77.

89. Климатический и гидрологический атлас Черного и Азовского морей/Под ред. В. С. Самойленко.— М.: Гидрометеоиздат, 1956.— 103 с.

90. Клюквин Л. Н. О методике интерполяции океанографических характеристик с помощью ЭВМ//Труды ААНИИ.— 1977.— Вып. 342.— С. 64—79.

91. Ковальчук Л. А. Статистический анализ долгосрочных изменений солености поверхностного слоя Черного моря//Метеорология и гидрология.— 1985.— № 6. С. 118—121.

92. Колесников А. Г., Богуславский С. Г. Вертикальный перенос в Черном море//Морские гидрофизические исследования.— 1978.— № 2 (81).— С. 33—46.

93. Комплексные океанографические исследования Черного моря/С. Г. Богуславский, В. В. Ефимов, Л. В. Черкесов и др.— Киев: Наукова думка, 1980.— 240 с.

94. Конвективное перемешивание в море/Под ред. А. Д. Добровольского.— М.: МГУ, 1977.— 239 с.

95. Константинов А. Р. Испарение в природе.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 532 с.

96. Коплан-Дикс И. С. Основы статистической обработки и картирования океанографических данных.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 129 с.

97. Костяницын М. П. Гидрология устьевой области Днепра и Ю. Буга.— М.: Гидрометеоиздат, 1964.— 98 с.

98. Котовщиков Б. Б. Нелинейная модель сезонного термоклина.— Севастополь: МГИ АН УССР, 1983.— 11 с. Деп. в ВИНИТИ 31.08.83, № 4890-83 Деп.

99. Котовщиков Б. Б. Поле солености и вертикальный обмен в Черном море.— Севастополь: ЧО МГИ АН УССР, 1984.— 17 с. Деп. в ВИНИТИ 04.04.84, № 1920-84 Деп.

100. Котовщиков Б. Б., Марков А. А. Моделирование сезонной эволюции вертикальной термической структуры некоторых районов Черного моря.— Ялта—Севастополь: ЧО МГИ АН УССР, 1984.— 14 с. Деп. в ВИНИТИ 22.11.84, № 7462-84 Деп.

101. Кочерга Ю. Л., Чеберкус В. И., Альтман Э. Н. Прогнозирование взаимосвязанных процессов//Автоматика.— 1985.— № 6.— С. 74—79.

102. Кочиков В. Н. Испарение с поверхности Черного моря//Труды АзЧерНИРО.— 1961.— Вып. 19.— С. 3—9.

103. Кривошея В. Г., Овчинников И. М., Титов В. Б. Гидрологические условия и их изменчивость в районе северо-кавказского побережья Черного моря.— Геленджик: ЮО ИО АН СССР, 1983.— 33 с. Деп. в ВИНИТИ 16.07.83, № 3327-83 Деп.

104. Кузнецов А. А. Об оценке средней глубины верхнего квазиоднородного слоя//Труды ВНИИГМИ—МЦД.— 1984.— Вып. 101.— С. 15—17.

105. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 340 с.

106. Лебедев В. Л. Использование гидравлических зависимостей при расчетах плотностных течений в морских проливах//Вестн. МГУ, Сер. биол., почвовед., геол. и геогр.— 1957, № 2.— С. 59—60.

107. Леонов Л. И. Региональная океанографическая.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— Ч. 1.— 764 с.

108. Лизама-Ривас Б. Относно изменчивостта на сумарния отток на реките, вливащи се Черно море//Хидрология и метеорология.— София.— 1983.— Кн. 4.— С. 41—45.

109. Лукьянов В. А. Приход солей в Черном море без учета влияния пролива Босфор/Труды ГОИН.— 1978.— Вып. 139.— С. 107—112.

110. Макаров С. О. Об обмене вод Черного и Средиземного морей//Океанографические работы.— М., 1950.— С. 31—93.

111. Макеров Ю. В. Тепловой баланс Черного моря// Труды ГОИН.— 1961.— Вып. 61.— С. 169—198.

112. Мамаев О. И. *T, S*-анализ вод Мирового океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 364 с.

113. Мамаев О. И. Объемно-статистические *T, S*-диаграммы вод океанов//Метеорология и гидрология.— 1985.— № 1.— С. 62—71.

114. Марчук Г. И. Методы вычислительной математики.— М.: Наука, 1980.— 534 с.

115. Методические указания. Введение поправок на недоучет осадков осадкомером.— Л.: ГГО, 1966.— 42 с.

116. Методические указания. Устранение неоднородности между рядами дождемерных и осадкомерных наблюдений.— Л.: ГГО, 1964.— 31 с.

117. Методы расчета водных балансов. Международное руководство по исследованиям и практике/Под ред. А. А. Соколова и Т. Г. Чапмена.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 120 с.

118. Милейко Г. Н. Расчет и прогноз распределения температуры вод и глубины конвекции на Черном море в холодную часть года//Труды ГМЦ СССР.— 1980.— Вып. 221.— С. 3—8.

119. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 637 с.

120. Монин А. С., Обухов А. М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы//Труды Геофизического института.— 1954.— Вып. 24 (151).— С. 163—187.

121. Назаретский Л. Н., Поярков С. Г. Гидрологические условия и особенности стратификации вод фотического слоя Черного моря.— М.: Наука, 1980.— С. 7—20.

122. Наумов А. Е. О расчете водообмена между водоемами (на примере Керченского пролива)//Водные ресурсы.— 1983.— № 4.— С. 13—18.

123. Нестеров Е. С. О возможности применения метода Цикунова для расчета толщины квазиоднородного слоя// Труды ГМЦ СССР.— 1975.— Вып. 119.— С. 54—60.

124. Новицкий В. П. Вертикальное строение водной толщи и общие черты циркуляции вод Черного моря//Труды АзЧерНИРО.— 1964.— Вып. 23.— С. 3—22.

125. Овчинников И. М., Попов Ю. И. К вопросу о формировании холодного промежуточного слоя в Черном море//Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 279, № 4.— С. 986—989.

126. Океанографические таблицы.—М.: Гидрометеоиздат, 1975.— 478 с.

127. Перегудин А. С. Исследования адвекции в морях и океанах//Труды ДВНИГМИ.— 1979.— Вып. 77.— С. 23—39.

128. Подпругина Т. М. К вопросу об изменчивости средних уровней в Черном море//Сб. работ ЛЮМ ГОИН.— 1972.— Вып. 9.— С. 3—10.

129. Поликарпов Г. Г., Тимощук В. И., Егоров В. Н. Прогноз изменения солености и биологических перестроек в Черном море на основе модели его водного баланса в связи с изъятием стока рек//Вестник АН УССР.—1976.— Вып. 2.— С. 87—91.— Укр.

130. Прусенков А. С. Испарение с поверхности Черного моря//Океанология.— 1962.— Т. 2, вып. 1.— С. 51—58.

131. Распределение некоторых гидрохимических элементов Черного моря/В. А. Жоров, С. Г. Богуславский, О. Н. Боготко и др.—Севастополь: МГИ АН УССР, 1985.— 211 с. Деп. в ВИНИТИ 24.04.85, № 2747-85. Деп.

132. Ресурсы поверхностных вод СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— Т. 6, вып. 4.— 343 с.

133. Решетников В. И. Сток рек Турции в Черное море//Метеорология и гидрология.— 1984.— № 11.— С. 114—117.

134. Рождественский А. В. Поступление мраморноморской воды в Черное море и черноморский водно-солевой баланс//Известия института океанографии и рыбного хозяйства. Варна.— 1971.— Т. 11.— С. 5—32.

135. Рождественский А. В. Особеностите на разпределението и динамиката на нитратния азот във водите на българския сектор на Черно море//Океанология (НРБ).— 1980.— № 6.— С. 30—36.

136. Розенгурт М. Ш., Ситников В. К. Перспективы влияния хозяйственной деятельности на водный баланс Азово-Черноморского бассейна//Проблемы экономики моря и Мирового океана.— Одесса, 1973.— С. 71—75.

137. Самарский А. А., Николаев Е. С. Методы решения сеточных уравнений.— М.: Наука, 1978.— 590 с.

138. Самойленко В. С. Определение теплообмена на поверхности моря//Докл. ГОИН.— 1945.— № 5.— 14 с.

139. Самойленко В. С. Современная теория океанического испарения и ее практическое применение//Труды ГОИН.— 1952.— Вып. 21.— С. 3—31.

140. Саркисян А. С. и др. Численные эксперименты по исследованию синоптической изменчивости крупномасштабной циркуляции в океане//Изв. АН СССР, ФАО.— 1981.— Т. 17, № 4.— С. 408—418.

141. Симов В. Г. Соленость Днепро-Бугского лимана и возможные изменения ее после зарегулирования стока Днепра//Труды ГОИН.— 1984.— Вып. 172.— С. 19—28.

142. Современный и перспективный водный и солевой баланс Южных морей СССР/Труды ГОИН.— 1972.— Вып. 108.— С. 3—54.

143. Солянкин Е. В. Адвективная составляющая в годовом ходе теплооборота «деятельного слоя» в Черном море// Океанология.— 1962.— Т. 2, вып. 6.— С. 988—998.

144. Солянкин Е. В. О водном балансе Черного моря//Океанология.— 1963.— Т. 3, вып. 6.— С. 986—993.

145. Солянкин Е. В. Радиационный баланс поверхностного слоя Черного моря//Труды ИО АН СССР.— 1963.— Т. 72.— С. 155—166.

146. Солянкин Е. В., Осадчий А. С. Теплооборот в Черном море//Океанология.— 1962.— Т. 2, вып. 4.— С. 602—613.

147. Солянкин Е. В., Тимофеев Н. А. К вопросу о глубине зимнего вертикального перемешивания вод Черного моря//Океанология.— 1968.— Т. 8, вып. 3.— С. 409—411.

148. Сохрина Р. Ф., Челканова О. М., Шарова В. Я. Давление воздуха, температура воздуха и атмосферные осадки северного полушария.— Л.: Гидрометеоиздат, 1959.— 474 с.

149. Справочник по климату СССР. Ч. IV, вып. 13.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 356 с.

150. Справочник по климату СССР. Ч. IV, вып. 10.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 696 с.

151. Справочник по климату СССР. Ч. IV, вып. 14.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 427 с.

152. Справочник по климату Черного моря.— М.: Гидрометеоиздат, 1974.— 406 с.

153. Справочник по типовым программам моделирования/Под ред. А. Г. Ивахненко и др.— Киев: Техника, 1980.— 184 с.

154. Степанов В. Н. Исследование течений и перемешивания в проливах типа Босфор методами гидравлического моделирования//Материалы Всесоюзного симпозиума по изученности Черного и Средиземного морей, использованию и охране их ресурсов. Ч. 1.— Киев, 1973.— С. 108—112.

155. Степанов В. Н. Теоретические модели формирования поля скорости течений в проливах типа Босфор//Материалы Всесоюзного симпозиума по изученности Черного и Средиземного морей, использованию и охране их ресурсов. Ч. 1.— Киев, 1973.— С. 113—116.

156. Суховей В. Ф. Изменчивость гидрологических условий Атлантического океана.— Киев: Наукова думка, 1977.— 215 с.

157. Тимофеев Н. А., Сычев Е. Н. Климатические формулы тепло- и влагообмена океана с атмосферой//Экспериментальные и теоретические исследования взаимодействия океана и атмосферы.— Севастополь, 1983.— С. 55—63.

158. Тимощук В. И. Зарегулирование речного стока как фактор экологического равновесия Черного моря//Биология моря.— 1977.— Вып. 41.— С. 36—39.

159. Типовые поля ветра и давления Черного моря/ Под ред. Э. Н. Альтмана, Г. В. Матушевского.— Севастополь: СО ГОИН 1987.— 116 с.
160. Толмазин Д. М. О поле течения и водообмене в проливе Босфор//Океанология.— 1962.— Т. 2, вып. 1.— С. 44—50.
161. Тютнев Я. А. Упрощенный метод расчета теплового баланса поверхности моря//Труды Океанографической комиссии АН СССР.— 1961.— Т. 11.— С. 142—149.
162. Уланов Х. К. Тепловой баланс прибрежной полосы Черного моря//Сб. работ ГГИ.— 1938.— № 1.— С. 107—122.
163. Фащук Д. Я. Гидрологические предпосылки заморных явлений в Тендровском заливе (Черное море)//Эколого-физиологические основы аквакультуры на Черном море.— М.: ВНИРО, 1981.— С. 120—125.
164. Филиппов Д. М. Циркуляция и структура вод Черного моря.— М.: Наука, 1968.— 136 с.
165. Чекалин И. А., Шипилов В. М., Гордиенко Ю. К. *T, S*-анализ сезонных изменений в верхнем слое Черного моря//Морские гидрофизические исследования.— 1977.— № 3 (78).— С. 206—211.
166. Чередилов Б. Ф. Градиентная составляющая ветрового течения в Черном море//Сб. работ БГМО ЧАМ.— 1967.— № 4.— С. 34—48.
167. Шаханова Т. В., Шутова Е. И. Результаты исследования внешнего теплового баланса Черного моря на нис «Михаил Ломоносов»//Труды МГИ.— 1967.— Т. 38.— С. 92—101.
168. Швец Г. И. Сток Днепра ниже Киева.— Киев: АН УССР, 1957.— 137 с.
169. Шикломанов И. А. Антропогенные изменения водности рек.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 304 с.
170. Шипилов В. М., Макерова А. Т. О причинах неравномерного развития конвекции в северо-западной части Черного моря//Труды ВНИИГМИ—МЦД.— 1981.— Вып. 80.— С. 34—38.
171. Шулейкин В. В. Физика моря.— М.: Наука, 1968.— 1083 с.
172. Cushman-Roisin B. Penetrative convection in the upper ocean due to surface cooling//Geophys and Astrophys. Fluid Dyn.— 1982.— Vol. 19, N 1—2.— P. 61—91.
173. Johnson J. A., Manja B. A. Shear layers above abreak in bottom topography//Geophys and Astrophys. Fluid Dyn.— 1979.— Vol. 14, N 1—2.— P. 45—60.
174. Johnson M. A. Turbidity currents//National Institute of Oceanography Wormley, Surrey.— 1962.— P. 52—61.
175. Karatekin N. Hydrological research in Middle East in reviews of vesearch in arid-zone hydrology//Unesco. Avid Zone Prog., 1.— Paris, 1953.— P. 110—120.
176. Killwort P. D. Deep convection in the World Ocean//Rev. Geophys. and Space Phys.— 1983.— Vol. 21, N 1.— P. 1—26.
177. Kullenberg G. E. Observations of the Mixing in the Baltic Thermo — and Halocline Layers//Tellus.— 1977.— Vol. 29.— P. 572—587.
178. Long R. R. On the depth of the halocline in an estuary//J. Phys. Oceanogr.— 1975.— Vol. 5, N 3.— P. 551—554.
179. Matthäus W. Zum Verticalaustausch durch die primare haline Sprungschicht der offenen Ostsee//Gerlands Beitr. Geophisir.— 1983.— Vol. 92, N 1.— S. 20—30.
180. Merz A. Hydrograhishe Untersuchungen in Bosporus and Dardanellen.— Berlin: 1928.— 284 p.
181. Neuman J., Rosenan N. The Black Sea: energy balance and evaporation//Trans. Amer. Jeophys. Union.— 1954.— 35, N 5.— P. 767—774.
182. Pektas H. The Influence of the Mediterranean Water on the hydrography of the Black Sea//General Fisheries Council for the Mediterranean Technical Papers.— 1956.— N 4.— P. 21—62.
183. Reid R. O., Olson D. B., Elliott B. A. Available potential energy: a clarification//J. Phys. Oceanogr.— 1981.— Vol. 11, N 1.— P. 15—29.
184. Sager G. Zur Mittel wertbildung bei ozeanologichen Vertikalprofilen//Beitr. Meersk.— 1976.— H. 38.— S. 135—144.
185. Serpoianu G. Jes echanges d'ean par le Bosphore// Oceanol. acta.— 1985.— N 4, Vol. 8.— P. 373—378.
186. Sverdrup H. On the evaporation from the oceans//J. Mar. Res.— 1937.— Vol. 1, N 1.— P. 22—37.
187. Tixeron J. Je bilan hudrologique de la Mar//Noire et de Mer. Mediterrance Caniers ocianographiques.— 1970.— N 3.— P. 227—237.
188. Ulliot P., Ilqaz O. The Hydrography of the Bosporus//Geographical Review.— 1946.— Vol. 36, N 1.— P. 44—66.
189. Welander P. Two layer exchange in an estuary basin, with special reference to the Baltic Sea//J. Phys. Oceanogr.— 1974.— Vol. 4, N 4.— P. 542—556.

ЧАСТЬ III. ТЕЧЕНИЯ И ТУРБУЛЕНТНАЯ ДИФФУЗИЯ. ДИНАМИКА ВОД КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА

1. ТЕЧЕНИЯ

1.1. ИЗУЧЕННОСТЬ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД

Общие представления о циркуляции вод поверхностного, так называемого навигационного слоя Черного моря, начали складываться еще в конце прошлого столетия.

Подробный анализ и итоги всех исследований по циркуляции и термохалинной структуре вод Черного моря приведены в обобщающей (до 60-х гг.) монографии Филиппова [180] и в монографии Блатова с соавторами [77], вышедшей в 1984 г., в которую вошли данные по температуре, солености и течениям Черного моря до середины 70-х гг.

В истории изучения динамики вод Черного моря можно выделить несколько активных этапов: с середины прошлого века до 1890 г., с конца (с 1891 г.) прошлого века до первой четверти XX в., вторая половина 20-х гг. — начало 30-х гг., 50—60-е гг., современный этап исследований (с середины 70-х гг.).

Первый этап — это период разрозненных и случайных наблюдений, выполненных офицерами Черноморского флота. После работ Врангеля (1879), Майделя (1884), Макарова (1885) и других считалось, что под влиянием впадающих в море рек поверхностное течение в северной части моря идет с востока на запад, поворачивая к югу, в сторону Босфора, часть воды устремляется в этот пролив, а другая часть переносится течением вдоль берегов Анатолийского побережья и далее вдоль Кавказского побережья Черного моря. Под влиянием ветров и местных геоморфологических особенностей течение может менять свое направление. Работа Макарова (1885) по изучению водообмена через Босфор, выполненная им детальная съемка течений в проливе и обоснование физической гипотезы о двухслойности течения в проливе имеют всемирную известность.

Началом второго этапа исследований Черного моря следует считать первую Черноморскую глубоководную экспедицию в 1890—1891 гг., проведенную под руководством И. Б. Шпиндлера (1890). Шпиндлер считал ветер главной причиной поверхностной циркуляции вод и полагал, что мраморноморские воды, выходя из Босфора, погружаются на глубину, смешиваясь с черноморскими водами. А. Н. Скаловский (1894) в работах по гидрологии Черного моря высказал гипотезу о распространении мраморноморских вод в промежуточном слое по всей акватории Черного моря над находящимися в покое глубинными водами. В 1899 г. им впервые была применена для исследования поверхностных течений бутылочная почта. Л. Ф. Рудовицем, по-видимому, была составлена первая схема поверхностных течений Черного моря.

Серьезные исследования динамики и структуры вод Черного моря в период третьего этапа, начатые с середины 20-х гг. XX в. и продолжавшиеся до середины 30-х гг., связаны с именами Н. М. Книповича, Ю. М. Шокальского, Н. И. Чигирина, В. А. Водяницкого. Высказанные ранее предположения о циркуляции вод Черного моря получили дальнейшее уточнение и развитие. Книповичем была построена схема поверхностных течений, которая признана до сих пор. Следует особо подчеркнуть, что Книпович еще в 20-е гг. обратил внимание на куполообразную форму изоповерхностей в море в слое 0—500 м. В частности, выяснилось существование наряду с общим циклоническим движением двух крупных циклонических круговоротов в восточной и западной частях моря.

По мнению Шокальского (1934), движение вод в Черном море не распространяется на глубины более 200 м; предполагалось, что воды бассейна состоят из двух слоев, совершенно различных по составу и происхождению.

Эта точка зрения продержалась в науке недолго. Экспедиционные работы 20—30-х гг. привели к заключению, что вся толща Черного моря представляет собой единое целое и в ней происходят горизонтальные и вертикальные перемещения вод от поверхности до дна. В работах Чигирина (1938), Водяницкого (1937, 1941, 1948) отмечается, что горизонтальные и вертикальные движения вод, возникающие в связи с этим турбулентные перемещения происходят вплоть до глубин 1000 м, а возможно и глубже. Основным фактором вертикального водообмена в море, по мнению Водяницкого (1948), является система винтообразно вращающихся (под влиянием силы Кориолиса) струй поверхностного циклонического течения, приводящая к нагону воды у берегов. В глубинных слоях возникает компенсационное движение к центру моря и подъем глубинных вод. Весь слой по вертикали от 0 до 1000 м можно разделить на три зоны: верхнюю, до глубины 100—150 м — зону термической конвекции, в которой происходит движение вод к берегам; промежуточную, на глубинах 100—200 м; и нижнюю, от 200 до 1000 м, в которой существует движение к центру халистатических областей.

Получение количественных характеристик скоростей течений в любой точке открытого моря является одной из важнейших задач исследований по циркуляции вод. Решить ее непосредственными наблюдениями сегодня вряд ли возможно. Только разработка и применение методов теоретического анализа и расчета создает предпосылки для успешного решения этой проблемы. Наиболее разработанными методами расчета являются методы, использующие наблюденные гидрофизические поля,

так называемые диагностические методы расчета течений.

Первая карта течений, рассчитанная с использованием динамического метода, была получена Добровольским [61] для восточной части Черного моря по материалам весенней экспедиции г/с «Гидрограф» в 1932 г. Отсчетная поверхность располагалась на глубине 200 м. Данные расчета подтвердили положение о циклоническом движении вод в поверхностном слое восточной части моря. Наибольшие скорости течения наблюдались в зоне Основного черноморского течения.

Начиная с 30-х гг. динамический метод расчета геострофических течений довольно широко использовался океанологами. Нейман [218] в 1942 г. применил динамический метод для определения геострофических течений Черного моря по материалам, полученным в экспедициях 20—30-х гг. Основной вывод автора заключался в том, что циклоническому вращению вод в поверхностном слое Черного моря соответствует антициклоническое движение вод на глубине. Расчеты Неймана [219] показали наличие максимальной скорости на глубине примерно 1000 м. Для определения глубины залегания нулевой динамической поверхности был применен метод Дефанта. В этой работе вызывает сомнение надежность определения нулевой поверхности и получения картины распределения плотности в глубинных слоях, так как использовались разрозненные материалы наблюдений разных лет.

С 50-х гг. начинаются комплексные квазисинхронные съемки Черного моря, которые в возможно короткие сроки выполнялись по всей акватории моря и повзоляли проследить распределение гидрологических характеристик.

Висневский [43] выполнил расчеты течений в некоторых районах Черного моря на горизонте 300 м относительно отсчетной поверхности 750 м методом Макарова—Нансена (метод различия) и динамическим методом. Скорости течений на горизонте 300 м достигали 20—30 см/с. В юго-восточной части моря имел место локальный антициклонический вихрь. Помимо общего циклонического кольцевого течения можно выделить западное и восточное циклонические кольца, известные в литературе как «очки Книповича».

Леонов [109] обобщил имеющиеся экспедиционные материалы в Черном море и предложил конвективно-градиентную гипотезу циркуляции вод. Схема поперечной циркуляции предполагалась трехслойной, но такие важные вопросы, как ее связь с выпуклостью изоповерхностей, связь с глубинными течениями, изложены недостаточно убедительно.

В работе Новицкого [132] предложены циклоническая схема циркуляции вод для поверхностных слоев и антициклоническая — для глубинных. Основной предпосылкой его схемы является признание вогнутой формы изоповерхностей в глубинном слое Черного моря, но это заключение сделано по малому числу глубоководных станций (всего 18). Автор подтверждает свою концепцию о геострофических течениях, имеющих циклоническую направленность в поверхностном и антициклоническую в глубинных слоях моря, несколькими схемами течений: для горизонтов 100 и 300 м они строились по данным средних многолетних значений условного удельного объема; для горизонтов 500, 1000, 1500 м рассчитывались динамическим методом от различных отсчетных изобарических поверхностей, а для горизонта 2000 м строились на основании карт температуры и солености на этой глубине. Остается не совсем ясным принцип построения карт течений для горизонтов 100, 300 и особенно для 2000 м.

Владимирцев [44] рассчитал глубинные течения в Черном море динамическим методом, располагая нулевую поверхность на глубине 500 м. Им использовано 100 глубоководных станций, выполненных в период с 1951 по 1960 г. В теплую половину года в глубинных слоях моря четко была видна антициклоническая, а в холодную — циклоническая циркуляция во всей толще вод. В работе [37] рассматривается горизонтальная циркуляция в поверхностном слое Черного моря. Авторы приходят к выводу о том, что нулевая поверхность Черного моря существует.

Толмазиным и Розенгуртом [173] на основе анализа материалов отдельных океанографических станций и разрезов было показано наличие глубинных горизонтальных и вертикальных движений вод в этом бассейне.

В монографии Филиппова [180] на основе обобщения около 10 000 (1922—1957) многосуточных океанографических станций и данных буйковых постановок (АБС) самописцев течений были определены динамическим методом основные черты циркуляции и структуры вод в Черном море, построены средние годовые динамические карты для поверхности и горизонта 100 м для всей акватории моря и сезонные карты на тех же горизонтах для районов моря, прилегающих к Кавказскому побережью. Отсчетная поверхность располагалась на горизонте 300 м. Полученная средняя годовая динамическая карта циркуляции вод в поверхностном слое подтвердила схему поверхностных течений, которая в 30-х гг. была предложена Книповичем [99] и позднее приводилась в работах других исследователей.

Было установлено, что Основное черноморское течение (ОЧТ) циклоническим кольцом со скоростями 20—30 см/с охватывает все море. Часть вод, минуя южную оконечность Крыма, устремляется на северо-запад, в район мелководья, где наблюдается циклоническое движение вод. Помимо общего циклонического кольца для моря можно выделить западное и восточное циклонические кольца. Из других особенностей, характеризующих поверхностную циркуляцию, надо отметить, что между Крымом и Анатолийским побережьем наблюдаются меридиональные течения. В юго-восточной части моря ОЧТ проходит далеко от берега, что объясняется наличием в этом районе локального антициклонического вихря. Были выявлены некоторые особенности «топографии» вихря. Следует отметить, что до этого времени на природу вихря высказывались две точки зрения: согласно одной он существует в течение всего года (В. П. Морозов, 1960), по другой—вихрь существует только летом, а зимой не наблюдается. Автор на основании анализа 11 синхронных океанографических съемок этого района установил, что антициклонический вихрь может наблюдаться в любой сезон года.

Филипповым [180] был опровергнут основной тезис о существовании вогнутости изоповерхностей в глубинных слоях моря. Плотностную модель Чер-

ного моря следует представить себе следующим образом: в верхнем — до 1000 м — слое изопикнические поверхности залегают куполообразно, горизонтальные градиенты плотности воды убывают с глубиной; на горизонте 1000 м и ниже изопикнические поверхности почти горизонтальны, т. е. горизонтальные градиенты плотности отсутствуют. Достаточно убедительно показана ошибочность взглядов о наличии в глубинных слоях моря циркуляции обратного знака. В районе моря, находящемся на материковом склоне между северо-западным мелководьем и глубоководной частью моря к юго-западу от южной оконечности Крыма, иногда наблюдается другой антициклонический вихрь.

В поверхностном слое моря преобладает ветровая составляющая в суммарных течениях. Вероятность существования над Черным морем циклонической ветровой циркуляции составляет 75 %, антициклонической — 25 % [180].

Получить четкое представление об интенсивности сезонной изменчивости течений для всего Черного моря автору не удалось. На основании анализа массива наблюдений за течениями (до 1967) Филиппов [180] показал, что в Черном море на общем фоне циклонического движения вод можно выделить три зоны с различным характером циркуляции:

1. Прибрежная или шельфовая часть акватории моря (граница со стороны моря совпадает с границей шельфовой зоны). Средние скорости в этой зоне не превышают 20—30 см/с. Режим течений сильно изменчив как в пространстве, так и во времени;

2. Зона основного течения шириной 40—80 км. Скорости течения на поверхности составляют 40—50 см/с, в отдельных случаях до 80—100 см/с. Максимальные скорости наблюдаются в стрежне течения. Течение относительно устойчиво и имеет преимущественно циклоническое направление. Подобный характер циркуляции сохраняется и на больших глубинах, причем скорости течений постепенно убывают до 3—5 см/с;

3. Открытая часть моря — зона слабых течений. Скорости в этой зоне не превышают 5—15 см/с на поверхности, слабо уменьшаясь с глубиной.

Исследованию сезонных изменений геострофической циркуляции вод Черного моря была посвящена работа Чередилова [187], в которой на основе обобщения большого массива данных океанографических станций (до 17 000) построены карты динамической поверхности для четырех сезонов года и для периода начала зимней конвекции. Анализ этих карт позволил сделать вывод, что зимой интенсивность циркуляции вод ослабевает, даже в зоне ОЧТ скорости составляют 10—12 см/с; летом геострофическая циркуляция характеризуется большой сложностью, в зоне основного потока скорости течений достигают максимальных значений (до 20 см/с).

Результаты этой работы находятся в противоречии с полученными ранее [180], где анализ средней многолетней сезонной поверхностной циркуляции привел к выводу об интенсивности геострофических течений в верхнем слое Черного моря именно к концу лета, и что в глубинных слоях имеет место антициклоническая циркуляция вод.

С середины 70-х гг. начался современный этап в изучении Черного моря; были предприняты серьезные усилия по развитию и уточнению представлений о циркуляции вод при помощи современных методов исследования: инструментальных наблюдений за течениями на автономых буйковых станциях (АБС) и численных расчетов циркуляции вод по наблюденным полям плотности или рассчитанным с учетом поля ветра и рельефа дна.

Используя гидродинамическую модель Саркисяна [157], в течение 1974—1978 гг. для Черного моря была выполнена серия диагностических расчетов течений. Ряд работ [46, 58, 59] был выполнен по численному моделированию трехмерной циркуляции в Черном море в рамках диагностической модели. В качестве исходных данных использовались средние многолетние сезонные поля плотности в море и атмосферное давление над морем, заимствованные из литературных источников. Обобщение полей плотности было проведено до 1960 г., что в настоящее время составляет всего лишь около 25 % общего количества наблюдений.

В работе Джиоева и др. [59] расчеты течений велись для 8 стандартных горизонтов (0, 25, 50, 100, 200, 500, 800, 1000 м), Гамсахурдия [46] выполнил расчет течений для 13 горизонтов (0, 10, 25, 50, 75, 100, 200, 300, 500, 750, 1000, 1500, 2000). В этих работах рассматривались средняя годовая и сезонная циркуляции вод. Расчеты скоростей течений были проведены как через функцию полного потока ψ, так и через возвышение уровня ξ. Результаты расчетов оказались близки. Поле ψ сравнительно хорошо коррелирует с поверхностными течениями, но оно в первую очередь дает представление о характере циркуляции глубинных вод рассматриваемого бассейна. Поле скорости поверхностных течений, рассчитанное через возвышение уровня для среднего годового поля плотности, вполне соответствует современным представлениям о характере циркуляции поверхностных вод Черного моря. Отчетливо видна горизонтальная циклоническая циркуляция, обусловленная бароклинностью морской воды и рельефом дна. Море охвачено единым циклоническим вращением с локальными центрами в западной и восточной частях моря. Поля течений претерпевают значительные изменения с глубиной, особенно в восточной части, где по мере увеличения глубины все отчетливее вырисовывается антициклоническое кольцо с центром в районе 42—43° с. ш., 38—40° в. д. Скорость на глубинах довольно значительная (на горизонте 500 м — 15—20 см/с).

Анализ сезонных полей течений Черного моря позволил сделать вывод о том, что характерные черты, присущие циркуляции вод в зимний период, сохраняются и для осеннего и летнего сезонов. Отличие состоит в том, что антициклонический круговорот в восточной части моря начинает проявлять себя уже на поверхности моря, приобретая все более четкие контуры по мере увеличения глубины. С увеличением глубины скорость течения уменьшается. Сезонные изменения слабо затрагивают слой ниже 300 м. Сложным характером отличается картина поверхностных течений для весеннего сезона: в северо-западной (юго-западнее Крыма) и юго-восточной частях моря четко проявляются антициклонические вихри.

Шкудова и Джиоев [189, 190], используя квазигеострофическую модель расчета течений, попыта-

лись решить задачу распространения примеси в глубоком бароклинном море. Общая циркуляция вод моря играет решающую роль в переформировании полей загрязнений и распространения вредных примесей в море. Конкретные расчеты поведения пассивной примеси, поступающей от источника постоянного действия (коллектора), расположенного в прибрежной зоне, позволили установить, что под действием течений примеси могут распространяться на значительные расстояния (порядка 200—300 км) от основных источников, причем скорость распространения и рассеивания примеси в среднем составляет 15 см/с по горизонтали и 0,03—0,04 см/с по вертикали.

Для вертикальной скорости характерно сохранение направленности движения по всей глубине. Вертикальная скорость колеблется от 10^{-3} до 10^{-5} см/с. Первые расчеты вертикальных движений на основе уравнения неразрывности для несжимаемой жидкости, выполненные Барышевской [21], привели к выводу о подъеме вод в центральных областях и опусканию на периферии Черного моря со скоростями порядка 10^{-4} см/с, причем учитывался лишь меридиональный компонент градиентного течения. В работе [189] на основе диагностических расчетов были получены более полные оценки значений вертикальной скорости и времени обновления вод с учетом дрейфовых течений.

Особенный интерес представляют задачи по исследованию процессов возникновения, развития и установления поля плотности под действием различных физических факторов (поле ветра, процессы тепло- и массообмена и др.). Модели такого направления называются прогностическими.

Марчук, Кордзадзе, Скиба [115] провели численные эксперименты по расчету циркуляции вод в Черном море с одновременным формированием поля плотности при заданных потоках тепла и массы через поверхность и боковые границы моря. Выявлена циклоническая циркуляция в море и показано, что она устанавливается за время не менее 1,0—1,5 года. Установлено, что большое влияние на формирование течений оказывают термохалинные факторы (тепловой и солевой обмен). Оказалось, что только за счет неравномерного притока тепла и переменной солености в Черном море могут возникать течения, достигающие значений 30—35 см/с. Подтверждена важность учета рельефа дна.

Позднее Саркисян и Джиоев [159] применили прогностическую модель для расчета поля плотности в Черном море. Для уравнения плотностной диффузии решалась задача Дирихле, т. е. на всей поверхности, ограничивающей рассматриваемый объем, задавалось поле плотности. Оценочные расчеты показали, что горизонтальное распределение поля плотности имеет вид концентрических колец с некоторой западной интенсификацией. Судя по распределению плотности, градиентные течения должны вызывать циклоническую циркуляцию.

В 1972 и 1973 гг. в МГИ АН УССР [147] были проведены прямые измерения течений на всей акватории Черного моря. В общей сложности были поставлены 54 буйковые станции с измерителями на 10—14 горизонтах от поверхности до дна; продолжительность наблюдений составила 1—1,5 сут. По полученным данным рассчитаны средние суточные и средние за время наблюдений векторы течений, по которым были построены схемы циркуляции в Черном море. Максимальные скорости в области ОЧТ достигали 50 см/с и более. Внутри циклонического кольца можно выделить несколько циклонических круговоротов. Скорости глубинных течений составляли 5—7 см/с.

Обобщение наиболее полного массива инструментальных данных за течениями на 175 АБС, из которых 86 имели продолжительность наблюдений от 4 до 25 сут [73], позволило впервые получить представление о сезонной изменчивости циркуляции вод в поверхностном слое Черного моря и построить схему поверхностных течений для средних годовых ветровых условий. Богатко с соавторами [147] считают, что в центральных районах моря существует, по крайней мере, три циклонических круговорота. Весной и осенью их число увеличивается до четырех. В течение года положение и размеры круговоротов в море изменяются в небольших пределах.

Скорости течений значительно изменяются: в ОЧТ зимой и летом в районе Крыма они достигают 80—120 см/с, весной и осенью уменьшаются до 60—100 см/с, в круговоротах — 20—60 см/с. Эта схема поверхностных течений требует дальнейших уточнений, поскольку используемый материал наблюдений очень неоднороден по пространству и времени, на что указывают сами авторы.

В 1984 г. появилась монография Блатова с соавторами [77], в которой впервые для Черного моря была предпринята попытка с единых позиций рассмотреть широкий спектр гидрофизических процессов: от межгодовых до масштаба короткопериодных внутренних волн. В основу ее положены результаты обработки массива данных стандартных океанографических наблюдений (до середины 70-х гг.), включающего 25 000 наблюдений. Сюда же вошли материалы наблюдений, выполненные в 1974—1977 гг., в основном в рамках междуведомственной программы совместных комплексных океанологических исследований Черного моря (СКОИЧ). Впервые дается целостное представление о средней многолетней сезонной изменчивости основных гидрофизических полей: температуры, солености, плотности и поля течений. Для расчета геострофической циркуляции в Черном море авторы применили динамический метод, поместив нулевую динамическую поверхность на горизонте 300 м.

Результаты расчетов по средним многолетним полям убедительно свидетельствуют о существовании в верхнем 300-метровом слое циклонической циркуляции вод в течение всего года. Она состоит из двух циклонических круговоротов в западной и восточной частях моря. В зимний сезон скорости течения на поверхности максимальны. ОЧТ ориентировано вдоль берега, за исключением северо-западной части, где оно направлено вдоль кромки шельфа. Максимальные геострофические скорости на поверхности достигают 15—20 см/с. Юго-западнее Крыма выделяется антициклонический вихрь; аналогичное образование наблюдается у Анатолийского побережья.

Весной восточный циклонический круговорот ослабевает, на его юго-восточной периферии формируется антициклонический вихрь размерами около 75—100 км. При этом ОЧТ отходит от бе-

рега. Западный циклонический круговорот увеличивается в размерах.

Летом характер циркуляции поверхностных вод близок к зимнему. ОЧТ восстанавливается вдоль всего побережья глубоководной части Черного моря. Антициклонической меандр в районе Крымского полуострова ослабевает. Наиболее развита стратификация вод в холодном промежуточном слое, что приводит к возникновению больших вертикальных сдвигов скорости. В юго-восточной части моря антициклоническое движение имеет место в подповерхностном слое, на поверхности наблюдается циклоническое движение вод.

Осенью тип циркуляции поверхностных вод близок к весеннему. ОЧТ расчленяется на несколько участков, отходя от берега. Западный циклонический круговорот распространяется в среднюю и даже в северо-восточную части моря. Циклоническая циркуляция в восточном кольце смещена в юго-восточную часть моря. Наиболее существенная трансформация циркуляционной системы течений по вертикали происходит в его восточной половине. Основные черты циркуляции вод в Черном море можно охарактеризовать так [77]: в течение всего года циркуляция в верхнем 300-метровом слое имеет циклонический характер с двумя циклоническими круговоротами на востоке и западе. Сезонная изменчивость вод проявляется в скоростях и деталях конфигураций этой системы течений. Зимой и летом ОЧТ выражено четко, скорости течения достигают зимой 15—20 см/с, летом — 10—15 см/с, в круговоротах — соответственно 7—10 см/с и 5—7 см/с.

Весной и осенью картина течений усложняется, интенсивность циркуляционной системы ослабевает. ОЧТ утрачивает характер четко выраженного вдольберегового потока. В средней части моря формируется система разнонаправленных меридиональных потоков. В отдельные сезоны формируются обширные области с антициклоническим движением вод. В восточной половине моря вертикальная структура течений более сложная. Авторы считают полученные выводы о сезонной изменчивости общей геострофической циркуляции вод Черного моря достаточно надежными.

1.2. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ТЕЧЕНИЙ

1.2.1. Обоснование выбора гидродинамической модели

Задача расчета течений в общей постановке очень сложна из-за больших математических трудностей, обусловленных нелинейным характером уравнений и большим количеством неизвестных переменных.

В зависимости от пространственного L_x и временного t_x масштабов изучаемого движения проводится оценка порядка различных членов уравнений динамики моря (океана). Упрощения могут идти за счет отбрасывания малых членов в уравнениях, перехода для морей от сферических координат к декартовым и т. д.

Для морских бассейнов, вытянутых вдоль меридиана, принимаются уравнения движения в приближении β-плоскости: $f(y) = f_0 + \beta y$, где f_0 — значение параметра Кориолиса при $y = 0$, а $\beta = df/dy$. Для морских бассейнов, протяженность которых по меридиану невелика, нет смысла в уравнении движения (1.1) учитывать β-эффект, можно ограничиться учетом лишь параметра Кориолиса f_0. Тогда в традиционных обозначениях уравнения движения запишутся в следующем виде:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} + w\frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z}\nu\frac{\partial u}{\partial z} + A_l\Delta^2 u; \qquad (1.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + w\frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}\nu\frac{\partial v}{\partial z} + A_l\Delta^2 v; \qquad (1.2)$$

уравнение гидростатики

$$\partial P/\partial z = \rho g; \qquad (1.3)$$

уравнение неразрывности несжимаемой жидкости

$$\partial u/\partial x + \partial v/\partial y + \partial w/\partial z = 0. \qquad (1.4)$$

Атмосферное воздействие на море задается с помощью граничных условий. Динамические граничные условия на границе раздела атмосферы и моря (океана) $z = -\xi(x, y, z)$ сводятся к соотношениям

$$P = P_a, \qquad (1.5)$$

где P_a — атмосферное давление, и

$$\rho_0\nu\,\partial v/\partial z = -\tau_x;\ \rho_0\nu\,\partial u/\partial z = -\tau_y. \qquad (1.6)$$

Здесь τ_x, τ_y — касательные напряжения ветра на поверхности моря.

Кинематическое условие на поверхности $z = -\xi(x, y, t)$ имеет вид

$$w = -(\partial\xi/\partial t + u\,\partial\xi/\partial x + v\,\partial\xi/\partial y, \qquad (1.7)$$

На дне $z = H(x, y)$ приняты условия прилипания

$$u = v = w = 0 \qquad (1.8)$$

или условие непроницаемости для дна

$$w = u\,\partial H/\partial x + v\,\partial H/\partial y. \qquad (1.9)$$

Для дальнейшего упрощения исходной системы дифференциальных уравнений необходимо произвести анализ уравнений термодинамики моря и оценить роль отдельных слагаемых. При этом необходимо знать характерные масштабы всех океанографических характеристик. Следует сказать, что характерные масштабы и соответствующие им безразмерные критерии меняются в значительных пределах. В связи с этим в морях целесообразно выделить внутреннюю область и ее пограничные слои (прибрежные шельфовые районы, поверхностные и придонные слои).

При анализе крупномасштабных течений, осредненных за большой промежуток времени (месяц, сезон, год), в уравнениях движения (1.1)—(1.2) для моря можно пренебречь членом с локальной производной. Крупномасштабные течения в морях могут рассматриваться как квазистационарные. В уравнениях движения (1.1)—(1.2)

для внутренней области моря (вне поверхностного и придонного слоев) имеют значения лишь два слагаемых: сила Кориолиса и горизонтальный градиент давления [60]. Это означает, что уравнения движения упрощаются до геострофических соотношений. В поверхностном и придонном слоях внутренней области возрастает роль вертикального турбулентного обмена. В прибрежных шельфовых районах, в районах устьев рек усиливается роль нелинейных эффектов и влияния горизонтального турбулентного обмена, поэтому здесь нарушается геострофический баланс и течения агеострофичны. Следует заметить, что при расчетах в открытом море при пространственных шагах расчетной сетки более 10 км вклад нелинейных членов незначителен.

Из-за анизотропности турбулентности в морских течениях, вызванной различием горизонтального и вертикального масштабов и устойчивой стратификации морской среды, используются два коэффициента турбулентной вязкости (A_l, ν).

Расчеты циркуляции вод в океане [157] с шагом 1° и более показали, что вклад нелинейных членов и горизонтального обмена невелик. Роль этих членов оказалась незначительной даже при шаге 0,25°. Учет нелинейности увеличил скорость течений в районе Гольфстрима всего на 5—15 %.

В работе Демина и Трухчева [55] при численном моделировании течений вблизи болгарского побережья Черного моря было установлено, что учет нелинейных слагаемых в уравнениях движения целесообразен лишь в прибрежной мелководной зоне, где баланс сил агеострофичен. В открытых более глубоких районах моря результаты расчетов по нелинейной и линейной квазигеострофическим моделям оказались близки.

В результате исследований, проведенных многими авторами, расширились наши представления о течениях и циркуляции вод в поверхностном и глубинных слоях Черного моря. Выяснены некоторые причинно-следственные связи и механизмы формирования течений в переслоенном море. Однако в результате этих исследований возник целый ряд дискуссионных вопросов. К наиболее важным из них относится вопрос о сезонной изменчивости течений, изменчивости по месяцам, внутри сезона, внутри года, вертикальной структуре вод, механизмах формирования циркуляции вод Черного моря. Остался открытым вопрос и о возможности перестройки циклонической циркуляции вод на антициклоническую в определенные периоды года. Интересен тот факт, что роза течений, построенная на основании осредненных данных измерений течений на автономном буе ИО АН СССР за 4-летний период (1976—1979) в 5 км от берега на горизонте 10 м [135] показала почти равновероятную повторяемость циклонического и антициклонического движения вод в районе Геленджика.

В последние годы СО ГОИНа предпринято новое обобщение (с 1903 по 1982 г.) материалов наблюдений по температуре, солености, инструментально измеренным течениям [13, 51], значительно превышающее по объему (53 500 океанографических станций) выполненные ранее обобщения [77, 180]. Равномерность освещения данными по акватории моря и заполнение «белых пятен» достигнуто за счет применения методов обработки: объективного анализа и сплайн-интерполяции. В результате построены статистически значимые и более достоверные климатические поля температуры, солености и плотности вод Черного моря, получены данные о распределении температуры, солености и плотности: средние многолетние за месяц, сезон, год. Одновременно было проведено обобщение барических полей над Черным морем за 10—15 последних лет и рассчитаны средние многолетние поля барики за месяц, сезон, год.

Отметим, что расчеты циркуляции, выполненные в работе [77], основаны на существенно меньшем массиве данных и касаются лишь сезонов.

Перед нами была поставлена задача рассчитать на основе новых данных крупномасштабные течения в Черном море в масштабах осреднения месяц (для 12 мес), сезон (для четырех сезонов) и год (среднее за год). Для расчета была выбрана линейная квазигеострофическая модель с конечно-разностной аппроксимацией. При испытании этой модели установлено, что результаты расчетов по квазигеострофической модели с различной разностной аппроксимацией — методом конечных разностей и методом конечных элементов — получились близкими, расхождение в открытом море составляло 1—5 %. Ожидаемого улучшения решения в прибрежной зоне моря методом конечных элементов не получено, так как детализации поля плотности в прибрежной зоне не имелось, а линейная интерполяция в треугольные узлы расчетной сетки не улучшила результаты. Было также установлено, что граничное условие на контуре моря, заданное в виде известных значений уровня, полученных квазидинамическим методом ($\xi = -\frac{1}{\rho}\int_0^H \rho' dz$), является удовлетворительным граничным условием. Граничные условия, заданные в виде производных уровня $\partial\xi/\partial x$, $\partial\xi/\partial y$ соответственно для осей X и Y, быстро нивелируются и во внутренних узлах сетки примерно на втором—третьем шаге ($\delta x = \delta y = 40$ км) различия в скоростях течений незначительны (0,1 %).

1.2.2. Постановка задачи

Рассматривается морской бассейн с произвольными очертаниями берегового контура и переменным рельефом дна, заполненный стратифицированной жидкостью ;трехмерное поле плотности вод в море $\rho(x, y, z)$, атмосферное давление $P_a(x, y)$ и рельеф дна $H(x, y)$ считаются заданными из наблюдений.

Постановка задачи по расчету крупномасштабной циркуляции в бароклинном Черном море сделана в предположении, что поле плотности морской воды неизменно во времени и, следовательно, сформировано так, что отражает некоторый средний эффект ветра, рельефа дна и других факторов.

Решается следующая система уравнений:
уравнения движения

$$\nu\,\partial^2 u/\partial z^2 + fv = (1/\rho_0)\,\partial P/\partial x; \qquad (1.10)$$

$$\nu\,\partial^2 v/\partial z^2 - fu = (1/\rho_0)\,\partial P/\partial y; \qquad (1.11)$$

уравнение гидростатики

$$\partial P/\partial z = \rho g; \qquad (1.12)$$

уравнение неразрывности

$$\partial u/\partial x + \partial v/\partial y + \partial w/\partial z = 0. \quad (1.13)$$

В качестве граничных условий задаются:
на свободной поверхности моря при $z = -\xi(x, y)$

$$\rho_0 \nu \partial u/\partial z = -\tau_x;$$

$$\rho_0 \nu \partial v/\partial z = -\tau_y; \quad (1.14)$$

на дне моря при $z = H(x, y)$

$$u = v = w = 0 \quad (1.15)$$

(условия прилипания).

Математически задача сводится к расчету вспомогательных функций — возвышения уровня ξ или функции полного потока φ. В дальнейшем в качестве вспомогательной функции используется ξ. Она определяется из решения дифференциального эллиптического уравнения второго порядка в частных производных [157]

$$\frac{1}{2\alpha\rho}\Delta\xi + A(x, y)\frac{\partial\xi}{\partial x} + B(x, y)\frac{\partial\xi}{\partial y} = F_1, \quad (1.16)$$

где

$$F_1 = \frac{1}{2\alpha\rho_0}\frac{1}{g}\sqrt{\frac{\nu'}{\nu}}\Delta P_a - \frac{1}{2\alpha\rho_0}\int_0^H \Delta\rho\, dz + \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial H}{\partial y}\int_0^H \frac{\partial\rho}{\partial x}dz - \frac{\beta}{\rho_0 f}\int_0^H (H - z)\frac{\partial\rho}{\partial x}dz - \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial H}{\partial x}\int_0^H \frac{\partial\rho}{\partial y}dz; \quad (1.17)$$

$$A = HB/f - \partial H/\partial y; \quad B = \partial H/\partial x.$$

Здесь $\alpha = H\sqrt{\omega_r \sin\varphi/\nu'}$; H — глубина бассейна, м; P_a — атмосферное давление на уровне моря, гПа; $f = 2\omega_r \sin\varphi$ — параметр Кориолиса; ρ_0 — среднее значение плотности; ν, ν' — коэффициенты вертикального турбулентного обмена в воде и воздухе соответственно; Δ — плоский оператор Лапласа; ось X направлена на восток, ось Y — на север, ось Z — вертикально вниз.

Боковые границы моря аппроксимируются ломаной линией, звенья которой параллельны либо оси X, либо оси Y. Обычно задают границы по изобате (10—20 м). На боковой границе считается известным уровень моря, вычисляемый квазидинамическим методом по формуле

$$\xi' = -\frac{1}{\rho^0}\int_0^H \rho\, dz. \quad (1.18)$$

На жидких участках расчетной области могут быть заданы градиенты уровня соответственно $\partial\xi/\partial x$ и $\partial\xi/\partial y$ по принадлежности к боковой границе:

$$\frac{\partial\xi}{\partial x} = \frac{1}{H\rho_0}\frac{\partial}{\partial x}\int_0^H z\rho\, dz - \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial}{\partial x}\int_0^H \rho\, dz; \quad (1.19)$$

$$\frac{\partial\xi}{\partial y} = \frac{1}{H\rho_0}\frac{\partial}{\partial y}\int_0^H z\rho\, dz - \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial}{\partial y}\int_0^H \rho\, dz. \quad (1.20)$$

Составляющие скорости течений u, v, w находятся следующим образом:

$$u = u_{др} - \frac{g}{f\rho_0}\left(\rho_0\frac{\partial\xi}{\partial y} + \int_0^z \frac{\partial\rho}{\partial y}dz\right); \quad (1.21)$$

$$v = v_{др} + \frac{g}{f\rho_0}\left(\rho_0\frac{\partial\xi}{\partial x} + \int_0^z \frac{\partial\rho}{\partial x}dz\right); \quad (1.22)$$

$$w = w_{др} - \frac{\beta g}{f}\frac{\partial\xi}{\partial x} + \frac{g}{\rho_0}\frac{\beta}{f^2}\int_0^z \left(z\frac{\partial\beta}{\partial x}dz\right). \quad (1.23)$$

где

$$u_{др} = \frac{1}{\rho_0 f}\sqrt{\frac{\nu'}{\nu}}\left(\frac{\partial P_a}{\partial x}\sin\alpha z - \frac{\partial P}{\partial y}\cos\alpha z\right)e^{-\alpha z}; \quad (1.24)$$

$$v_{др} = \frac{1}{\rho_0 f}\sqrt{\frac{\nu'}{\nu}}\left(\frac{\partial P_a}{\partial x}\cos\alpha z - \frac{\partial P}{\partial y}\sin\alpha z\right)e^{-\alpha z}; \quad (1.25)$$

$$w_{др} = \frac{1}{2\rho_0\alpha f}\sqrt{\frac{\nu'}{\nu}}\left[1 - e^{-\alpha z}(\cos\alpha z + \sin\alpha z)\right]\Delta P. \quad (1.26)$$

1.2.3. Разностная схема

Математическая задача расчета уровня сводится к численному решению следующей краевой задачи:

$$L^*\xi = F(\rho, H, P_a, x, y, z); \quad (1.27)$$

$$\frac{\xi}{\varepsilon'} = -\frac{1}{\rho_0}\int_0^H \rho'\, dz, \quad (1.28)$$

где L^* — эллиптический оператор второго порядка [см. (1.16)].

Уравнения для $\xi(x, y)$ решаются методом направленных разностей. Суть метода состоит в следующем. Все производные в уравнении для ξ за исключением $\partial\xi/\partial x$, $\partial\xi/\partial y$ заменяются центральными разностными соотношениями. Что касается производных $\partial\xi/\partial x$, $\partial\xi/\partial y$, то они аппроксимируются левыми или правыми разностными соотношениями в зависимости от знака коэффициентов в расчетном узле (i, j):

$$(\partial\xi/\partial x)_{i,j} = (\xi_{i+1,j} - \xi_{i,j})/h_1 \quad \text{при} \quad A_{i,j} > 0;$$

$$(d\xi/\partial x)_{i,j} = (\xi_{i,j} - \xi_{i+1,j})/h_1 \quad \text{при} \quad A_{i,j} < 0;$$

$$(\partial\xi/\partial y)_{i,j} = (\xi_{i,j+1} - \xi_{i,j})/h_2 \quad \text{при} \quad B_{i,j} > 0;$$

$$(\partial\xi/\partial y)_{i,j} = (\xi_{i,j} - \xi_{i,j+1})/h_2 \quad \text{при} \quad B_{i,j} < 0.$$

Интегралы вида $JNT1 = \int_0^H \rho dz$; $JNT2 = \int_0^H \rho z dz$, входящие в правую часть уравнения для $\xi(x, y)$, вычисляются по формуле трапеций:

$$JNT1_{i,j} = \left(\int_0^H \rho\, dz\right)_{i,j} = \sum_{k=1}^{n-1}\frac{\rho_{i,j,k+1} + \rho_{i,jk}}{2}\delta z;$$

$$JNT2_{i,j}=\left(\int_0^H \rho z\,dz\right)_{i,j}=\sum_{k=1}^{n-1}\frac{\rho_{i,j,k+1}z_{k+1}+\rho_{i,j,k}}{2}\delta z,$$

где $\delta z_k = z_{k+1} - z_k$, n — число горизонтов на глубине H.

После замены дифференциального оператора разностным для определения $\xi(x, y)$ во внутренних точках бассейна получим систему алгебраических уравнений ($h_1 \neq h_2$):

$$\xi_{i,j}=\frac{1}{\frac{h}{\alpha h_1}+\frac{h_1}{\alpha h_2}+|A_{i,j}|h_2+|B_{i,j}|h_1}\times$$

$$\times\Big[\frac{h_2}{2\alpha h_1}(\xi_{i+1,j}-\xi^*_{i-1,j})+\frac{h_1}{2\alpha h_2}(\xi_{i,j+1}-\zeta_{i,j-1})+$$

$$+|A_{i,j}|h_2[\sigma_1\xi_{i+1,j}+(1-\sigma_1)\xi_{i-1,j}]+$$

$$+|B_{i,j}|h_1[\sigma_2\xi_{i,j+1}+(1-\sigma_2)\xi_{i,j-1}]-F_{i,j}h_1h_2\Big], \qquad (1.29)$$

где

$$F_{i,j}=\frac{\beta h_2}{\rho_0 f}[\sigma_1(JNT2_{i+1,j}-JNT2_{i,j})+(1-\sigma_1)\times$$

$$\times(JNT2_{i+1,j}-JNT2_{i,j})]-$$

$$-\frac{h_2}{2\alpha\rho_0 g h_1}\sqrt{\frac{\nu'}{\nu}}(P_{a,i+1,j}-P_{a,i-1,j}-2P_{a,i,j})-$$

$$-\frac{h_1}{2\alpha\rho_0 g h_2}\sqrt{\frac{\nu'}{\nu}}(P_{a,i,j+1}+P^r_{a,i,j-1}-2P_{a,i,j})-$$

$$-\frac{1}{4\rho_0}(H_{i+1,j}-H_{i-1,j})(JNT1_{i,j+1}-JNT1_{i,j-1})-$$

$$-\frac{\beta h_2 H_{i,j}}{2\rho_0 f}(JNT1_{i+1,j}-JNT1_{i-1,j})+$$

$$+\frac{1}{4\rho_0}(H_{i,j+1}-H_{i,j})(JNT1_{i+1,j}-JNT1_{i-1,j})-$$

$$-\frac{h_2}{2\alpha\rho_0 h_1}(\rho_{i+1,j}+\rho_{i-1,j}-2\rho_{i,j})-$$

$$-\frac{h_1}{h_2}(\rho_{i,j+1}+\rho_{i,j-1}-2\rho_{i,j}).$$

Здесь

$$\sigma_1=1 \quad \text{при} \quad A_{i,j}>0;$$

$$\sigma_1=0 \quad \text{при} \quad A_{i,j}<0;$$

$$\sigma_2=1 \quad \text{при} \quad B_{i,j}>0;$$

$$\sigma_2=0 \quad \text{при} \quad B_{i,j}<0.$$

Система алгебраических уравнений (1.29) решается с помощью метода Гаусса—Зейделя. Интегрирование продолжается до выполнения условий $(\xi^{n+1}_{i,j}-\xi^n_{i,j})<\varepsilon'$, где $\varepsilon'=0{,}01$.

Программа расчета составлена на языке Фортран для ЭВМ ЕС-1060. Расчеты течений в Черном море выполнены в ГОИНе при участии С. Ю. Соколова. Вычисления проведены для 10 горизонтов: 0, 10, 25, 50, 100, 200, 300, 500, 1000, 1500 м.

Расчетная область аппроксимировалась ломаной линией со сторонами, параллельными осям X и Y; число точек по оси X — 30, по оси Y — 18. В расчетных узлах сетки задавалась глубина моря.

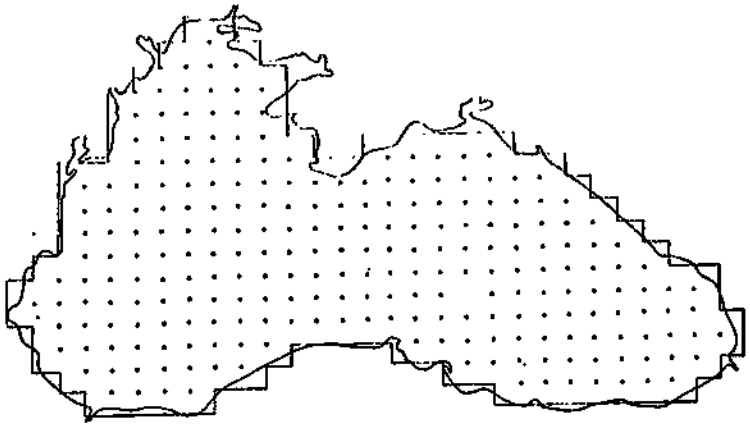


Рис. 1.1. Расчетная сетка.

Вычисления организованы следующим образом:

1. По формуле Акерблома определяются касательные напряжения ветра:

$$\tau_x=-\frac{1}{2\alpha'}\Big(\frac{\partial P_a}{\partial x}+\frac{\partial P_a}{\partial y}\Big);$$

$$\tau_y=-\frac{1}{2\alpha'}\Big(\frac{\partial P_a}{\partial x}-\frac{\partial P_a}{\partial y}\Big), \qquad (1.30)$$

где

$$\alpha'=\sqrt{\omega_r \sin\varphi/\nu'};\quad \nu'=0{,}2\cdot 10^6 \text{ см}^2/\text{с};$$

2. Вычисляется распределение уровня по акватории моря, см;

3. Находятся составляющие скорости течений по координатным осям u, v, w, см/с.

Для расчета трехмерной циркуляции вод в море необходимо иметь: поле плотности по горизонтам, поле атмосферного давления, поле глубин, горизонты, для которых идет расчет. Сетка квадратов для расчета квазигеострофических течений дана на рис. 1.1.

1.3. КВАЗИГЕОСТРОФИЧЕСКИЕ ТЕЧЕНИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ

1.3.1. Механизм формирования квазистационарного течения в бароклинном море

При исследовании циркуляции вод Черного моря были выполнены следующие расчетные эксперименты, моделирующие различные гидрометеорологические условия в море:

— штиль ($\tau_x = 0$, $\tau_y = 0$);

— штормовые условия: $\tau_x = \tau_{x_{max}}$, $\tau_y = \tau_{y_{max}}$;

— незначительное возмущение плотности вод в море ($\rho' = 0$);

— море постоянной глубины — 300, 1000, 1500 м.

В результате расчетов было установлено следующее:

— основным фактором при формировании крупномасштабных квазистационарных течений бароклинного моря является горизонтальная неоднородность поля масс;

— расчеты крупномасштабных стационарных течений для средних многолетних полей ветра и плотности по месяцам, сезонам и среднего многолетнего за год выявили, что в Черном море в течение года имеет место циклоническая циркуляция вод во всей толще (до глубины 500—750 м), определяемая в основном горизонтальной неоднородностью плотности;

— поле плотности в море определяет формирование как циклонической, так и антициклонической циркуляции вод;

— учет изменения плотности глубинных слоев (300 м и до дна) соизмерим с вкладом изменчивости плотности в верхних слоях (50 %) и играет существенную роль в формировании течений в море;

— первичный вклад ветра (дрейфовые течения) существенен лишь в пограничном поверхностном слое и его влияние быстро затухает с глубиной (в слое 25—50 м);

— расчеты квазистационарных течений в Черном море без учета воздействия ветра ($\tau_x = 0$, $\tau_y = 0$) над бассейном незначительно изменили картину течений в море, полученную по расчету с учетом энергии ветра и термохалинных факторов. Численные эксперименты при отсутствии термохалинного влияния ($\rho' = 0$) показали, что завихренность касательного напряжения ветра ($\tau_x \neq 0$, $\tau_y \neq 0$) над бассейном Черного моря для масштабов осреднения месяц, сезон, год не определяет систему течений, полученную нами и соответствующую классическому представлению о циклоничекой системе течений в Черном море.

1.3.2. Результаты расчета квазигеострофических течений

Впервые для Черного моря были рассчитаны карты квазигеострофических течений для 12 месяцев года (среднее многолетнее распределение течений по месяцам) на 10 горизонтах (0, 20, 50, 100, 200, 300, 500, 1000, 1500, 2000 м). На рис. 1.2 даны карты поверхностных квазистационарных течений для всех месяцев года. Кроме того, были рассчитаны карты квазистационарных течений для четырех сезонов года и среднее многолетнее распределение за год (рис. 1.3, 1.4).

Представление о характере внутригодовой изменчивости течений по месяцам во всей толще вод моря до глубины 1500 м дается в табл. 1.1.

Скорость течений в море, особенно в поверхностных слоях, испытывает значительный годовой ход.

В Черном море были выделены шесть характерных гидрологических районов: мелководный северо-западный, районы западного и восточного циклонических круговоротов вод, центральный район моря, район ОЧТ, прибрежный район приглубого шельфа (у Геленджика), на примере которых более детально исследована изменчивость течений внутри года, от месяца к месяцу и во всей толще вод по глубине. В табл. 1.1 приводятся скорости течений по глубине в выделенных характерных районах Черного моря. Анализ данных показывает, что наибольшая внутригодовая изменчивость характерна для струи ОЧТ. С глубиной она несколько уменьшается, но для глубоководной части моря остается существенной в верхнем 300-метровом слое. Максимальный размах колебаний в открытых частях моря имеет место в поверхностном слое и составляет по скорости примерно 26 см/с, а по направлению до 90°. Максимальные значения скорости наблюдаются в зимние и весенние месяцы (до 26—35 см/с), а минимальные ее значения приходятся на летние месяцы (до 10 см/с).

В мелководной северо-западной части Черного моря течение очень изменчиво; режим течений в течение года довольно сложный. На динамические характеристики течений здесь влияют синоптические условия над районом, неоднородность вод, поступление вод ОЧТ, которые наблюдаются в этом районе при динамической неустойчивости среднего потока на свале глубин.

Наличие годового хода в скоростях течений в первую очередь может быть объяснено неравномерностью поступления солнечной радиации, колебаниями стока рек, вертикальной зимней конвекцией, которые в основном формируют поля плотности в море, а в совместном воздействии с синоптическими условиями над морем в различные месяцы года определяют поля течений.

Инструментальные измерения колебаний уровня в открытой части моря весьма затруднительны и являются проблемой сегодняшнего дня. Здесь на помощь приходят гидродинамические методы расчета. Касаясь среднего многолетнего распределения уровня по акватории Черного моря, полученного по расчету в различные месяцы года, следует отметить общие закономерности: распределение уровня, отражая интегральный эффект крупномасштабных особенностей климатического поля плотности и полей барики над морем, существенно меняется от месяца к месяцу. В западной и восточной частях моря наблюдается два центра повышения уровня, максимум этого подъема приходится на центры циклонических круговоротов вод; колебания здесь в течение года значительны — до 18 см. В прибрежной зоне моря происходит понижение уровня и положение его от месяца к месяцу меняется мало (1—4 см). В антициклонических круговоротах вод — у болгарского побережья, к юго-западу от п-ва Крым, в районе Сухуми — происходит понижение уровня от 2 до 8 см и лишь у западного побережья — до 21 см. Такая тенденция в поведении уровня открытого моря наблюдается (не касаясь деталей) почти круглый год, исключение составляет северо-западная часть моря, на акватории которой, несмотря на малые глубины, происходят процессы, формирующие перемежаемость зон подъемов и опусканий уровня моря по акватории (рис. 1.5). В табл. 1.2 даются рассчитанные значения уровня в характерных гидрологических районах Черного моря по месяцам.

Интересно рассмотреть некоторые особенности динамики вод Черного моря для средних многолетних условий каждого месяца.

В декабре (см. рис. 1.2) в поверхностном слое циркуляция вод Черного моря достигает большой интенсивности. ОЧТ циклоническим кольцом опоясывает все море, внутри него, в западной и восточной частях моря четко выделяются два цикло-

нических кольца циркуляции. Восточный циклонический круговорот несколько смещен к западу. На юго-восточной периферии, в районе Сухуми, формируется антициклонический вихрь с размерами 80—100 км. Вдоль всего Кавказского побережья Черного моря имеет место антициклоническая завихренность вод с центром циркуляции $\varphi = 43°30'$ с. ш., $\lambda = 39°00'$ в. д., причем ОЧТ вытеснено здесь далеко в открытое море. К юго-западу от Крымского полуострова у болгарских берегов очень четко вырисовываются антициклонические вихри. В прибрежной полосе к востоку от Крыма наблюдается антициклоническая завихренность вод. С глубиной вплоть до 500—750 м циркуляция вод сохраняет свои основные черты; антициклонические круговороты вод с глубиной имеют тенденцию к расширению, особенно это относится к району Кавказского побережья.

В мелководной северо-западной части моря имеет место циклоническое движение вод с центром, несколько смещенным к юго-востоку. В северной половине этого района наблюдается течение, идущее с северо-востока на юго-запад и далее вдоль западного побережья моря на юг.

В январе (см. рис. 1.2) циклоническое кольцо ОЧТ в центральной части моря разорвано и от Крымского полуострова на юг до Анатолийского побережья формируется система меридиональных потоков. Два циклонических круговорота вод в западной и восточной частях как бы обособлены. Центр западного круговорота несколько смещен к юго-востоку. Циклоническая циркуляция в январе достигает наибольшей интенсивности: скорости в струе ОЧТ 16—26 см/с, максимальные — до 35 см/с, а в центрах циклонических круговоротов от 10 до 20 см/с. На юго-восточной периферии восточного циклонического круговорота по-прежнему наблюдается антициклонический вихрь размером 80—100 км.

Юго-западнее южной оконечности Крыма антициклонический меандр несколько расширился в поверхностном слое. По-прежнему имеет место антициклонический круговорот вод вдоль Кавказского побережья Черного моря. Аналогичный характер антициклонической циркуляции сохраняется у западного побережья моря. В этом районе с глубиной антициклоническая циркуляция расширяется, вытесняя ОЧТ значительно мористее. С глубиной основные черты циркуляции вод в море сохраняются в слое моря до 500—750 м.

В мелководной северо-западной части моря наблюдается циклонический круговорот вод, сформированный в основном входящим в восточной половине этой области потоком ОЧТ. Скорость течений по акватории северо-западной части колеблется от 3 до 8 см/с.

В феврале (см. рис. 1.2) интенсивность циркуляции вод несколько ослабевает, скорости течений в струе 10—20 см/с, а в центрах циклонических круговоротов 5—15 см/с. Положение центров циклонических круговоротов в западной и восточной частях моря мало изменилось, но ОЧТ у берегов Кавказа несколько отодвинуто в море за счет формирования в этом районе антициклонического круговорота вод и имеет почти северное направление. К юго-западу от южной оконечности Крыма, а также у болгарского побережья и в юго-восточной части Черного моря, в районе Сухуми, площадь, занятая антициклоническими меандрами, не изменилась. У Анатолийского побережья ОЧТ восстановило характер вдольберегового потока. В северной половине моря четко выражен перенос вод с востока на запад.

В южной половине моря такой четкой закономерности переноса не наблюдается. В северо-западный район моря, в его восточную половину заходит ветвь ОЧТ, формируя антициклонический круговорот вод и проходя далее на запад и юг участвует в образовании циклонической циркуляции в центре северо-западной области. При выходе из северо-западной части моря поток вод приобретает меридиональную направленность, которая сохраняется на всей акватории моря до прибосфорского района, разветвляясь на две ветви — на западную и восточную, образуя антициклонический меандр у западного побережья моря и западный циклонический круговорот в море. Скорость течений по акватории моря колеблется от 15 до 25 см/с. Вся толща вод до глубин 1000 м сохраняет основные черты движения на поверхности, ниже, как правило, формируется система разнонаправленных течений. Антициклонический меандр юго-западнее Крыма с глубиной расширяется и ось его смещается еще более к юго-западу.

В марте (см. рис. 1.2) главные черты циркуляции вод зимних месяцев сохраняются по всей акватории моря и в его мелководной северо-западной части. Центры циклонических круговоротов несколько смещены к северу. Вырисовывается четкая закономерность на севере моря в широтном переносе вод с востока на запад. Скорости течений по-прежнему велики: в струе ОЧТ достигают 15—25 см/с, а в отдельных районах доходят до 32 см/с, в центрах циклонических круговоротов до 8 см/с. ОЧТ на всем своем протяжении ориентировано вдоль берега за исключением северо-западной части, где оно направлено вдоль кромки шельфа. В зимние месяцы западный циклонический круговорот интенсифицирован сильнее, чем восточный.

В апреле (см. рис. 1.2) идет перестройка поля масс, но циклоническое движение вод с двумя циклоническими круговоротами и ОЧТ существенных изменений не претерпевают. Значительно усиливается широтный перенос масс — западный в северной и восточный в южной половинах моря. Наблюдается усиление скоростей на западе западного циклонического круговорота вод до 30 см/с. Положение антициклонических круговоротов вод по акватории мало изменилось, несколько расширился по площади антициклонический вихрь к юго-западу от Крымского полуострова.

В мае (см. рис. 1.2) в западном циклоническом круговороте вод выделяется большая халистатическая область со слабыми квазигеострофическими скоростями течений 3—8 см/с, на периферии круговорота скорости течений на поверхности возросли от 15—20 см/с местами до 35 см/с.

В мелководном северо-западном районе моря циклонический круговорот вод приобрел более четкие очертания. К востоку от Крымского полуострова образовалась вытянутая по широте область с антициклонической завихренностью вод. В восточной части моря кроме циклонического круговорота вод по-прежнему имеют место два антициклонических круговорота вод: вдоль Кавказского побережья Черного моря и в районе Сухуми. С глу-

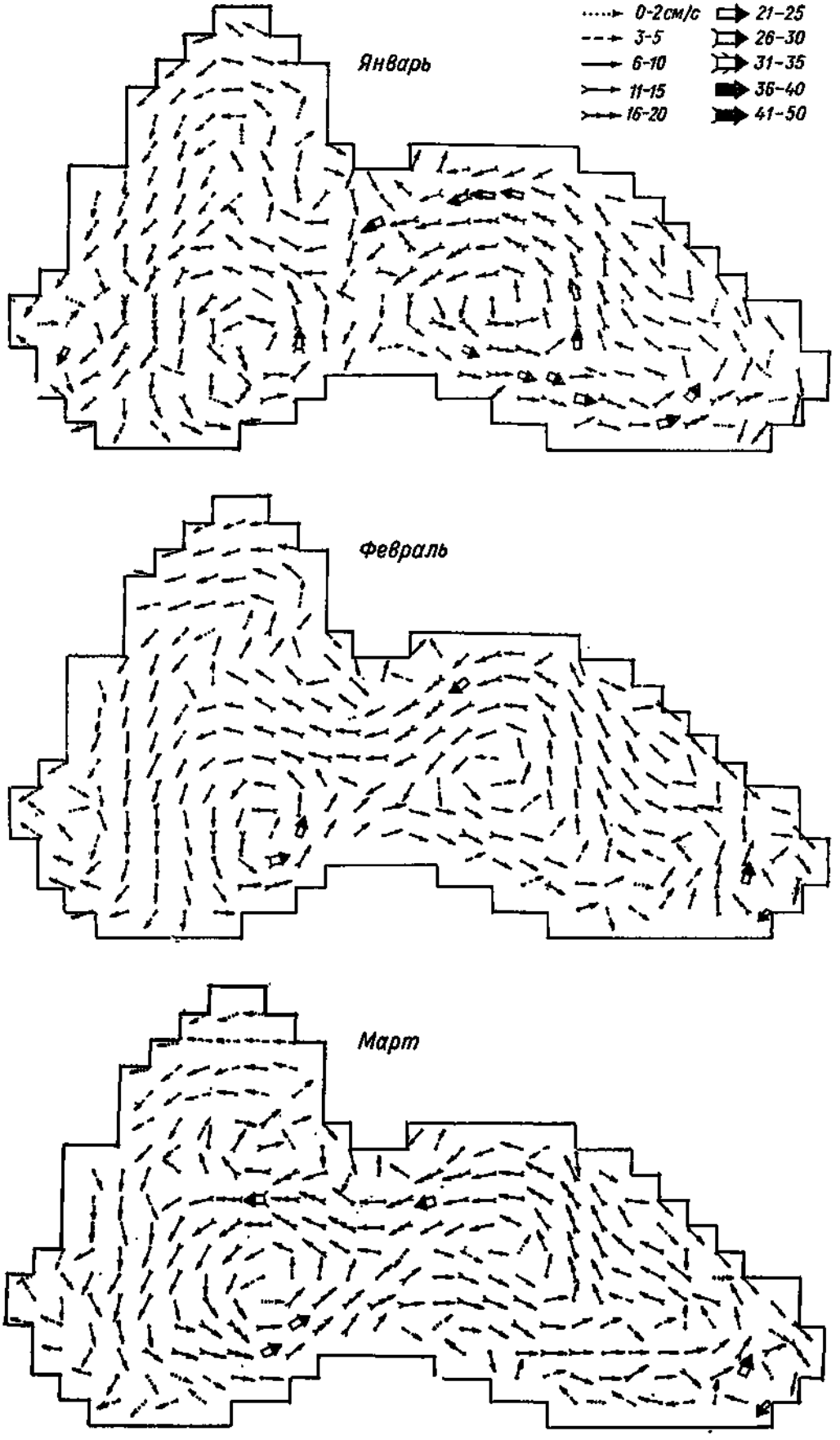
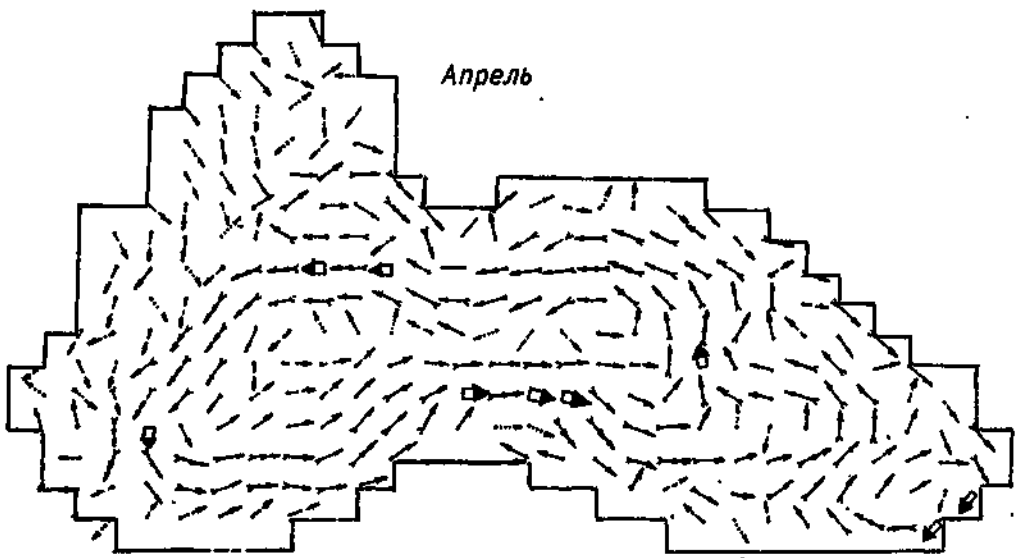
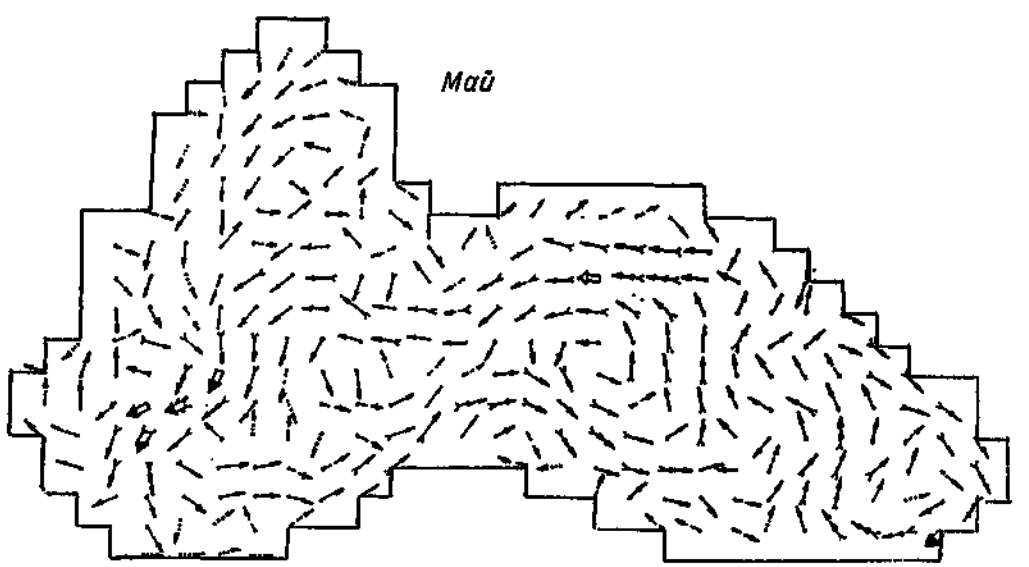
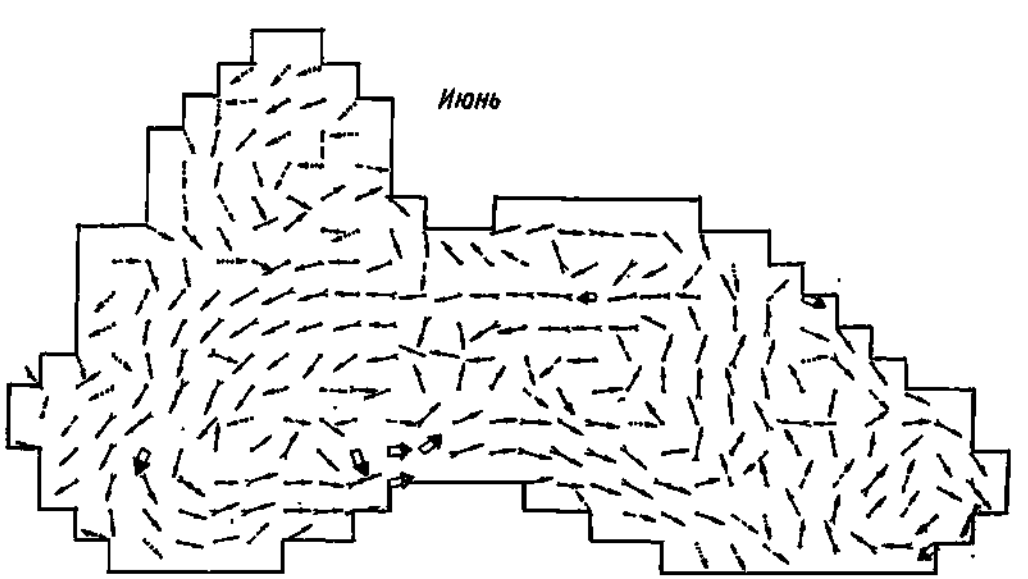


Рис. 1.2. Квазигеострофические течения в поверхностном слое Черного моря.


Апрель


Май


Июнь

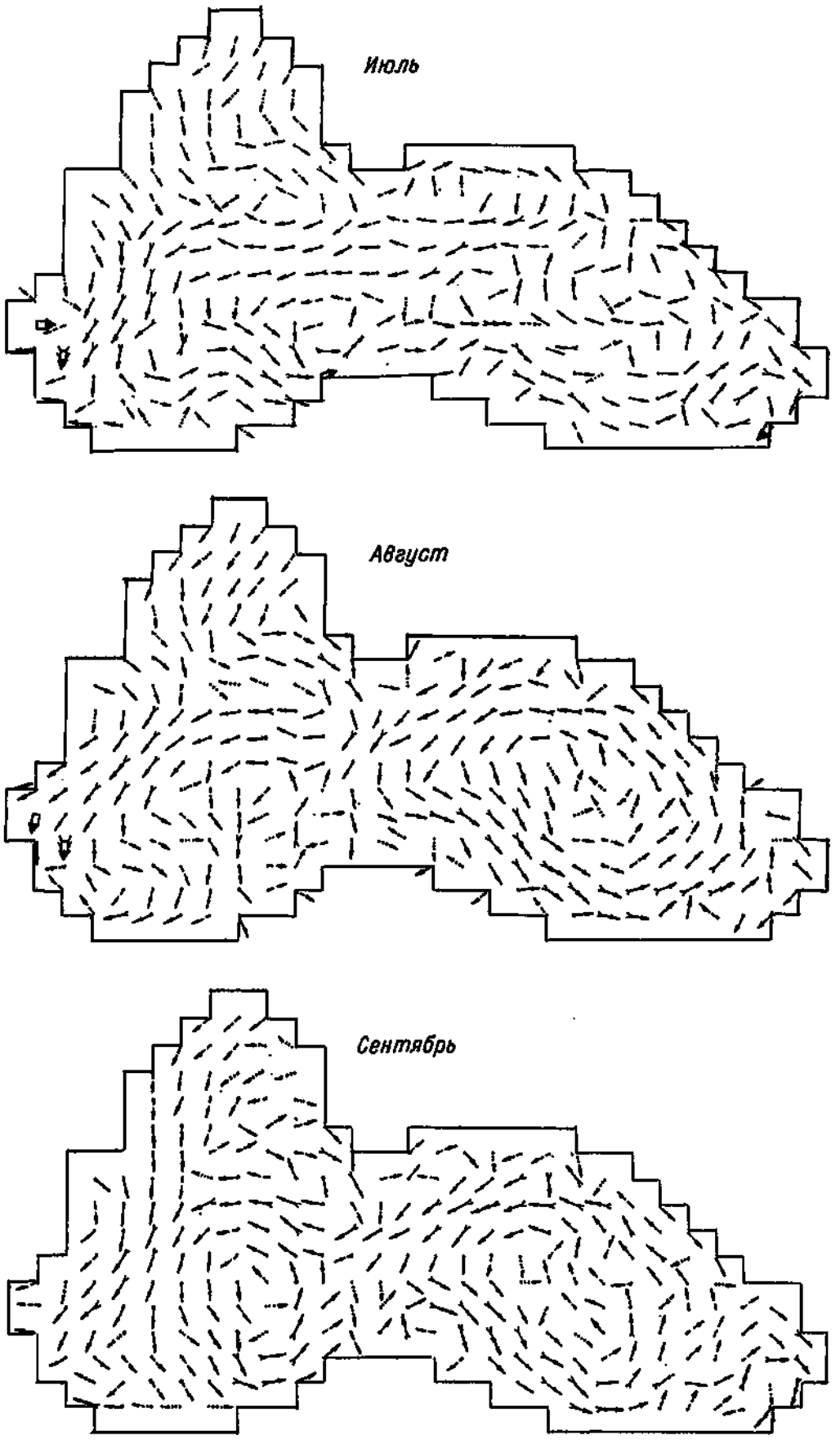
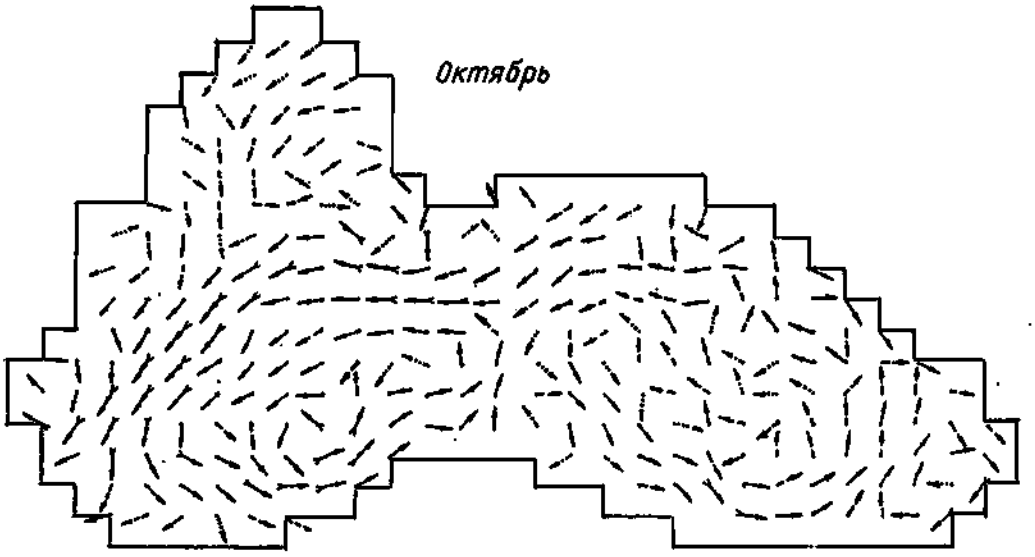
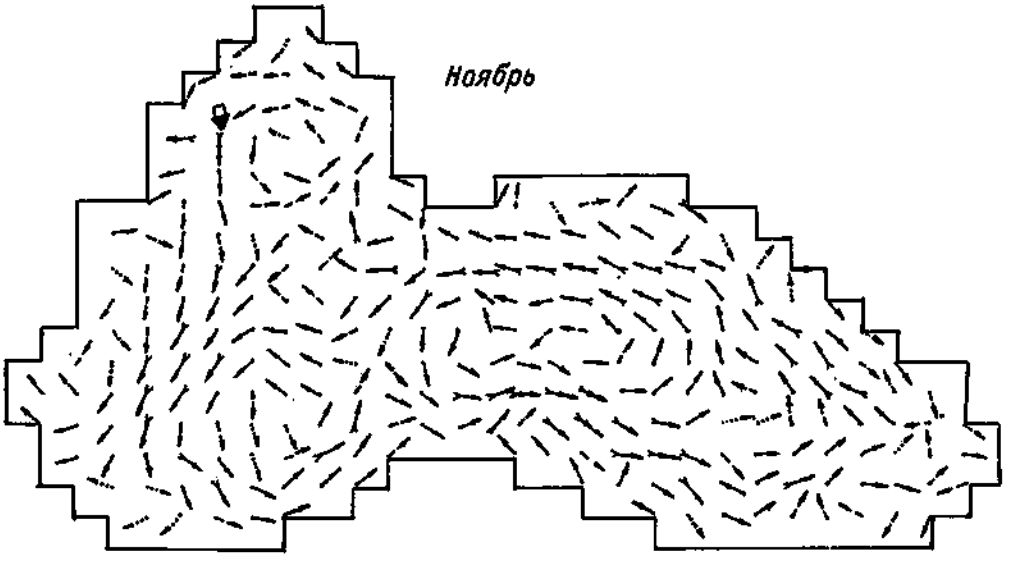
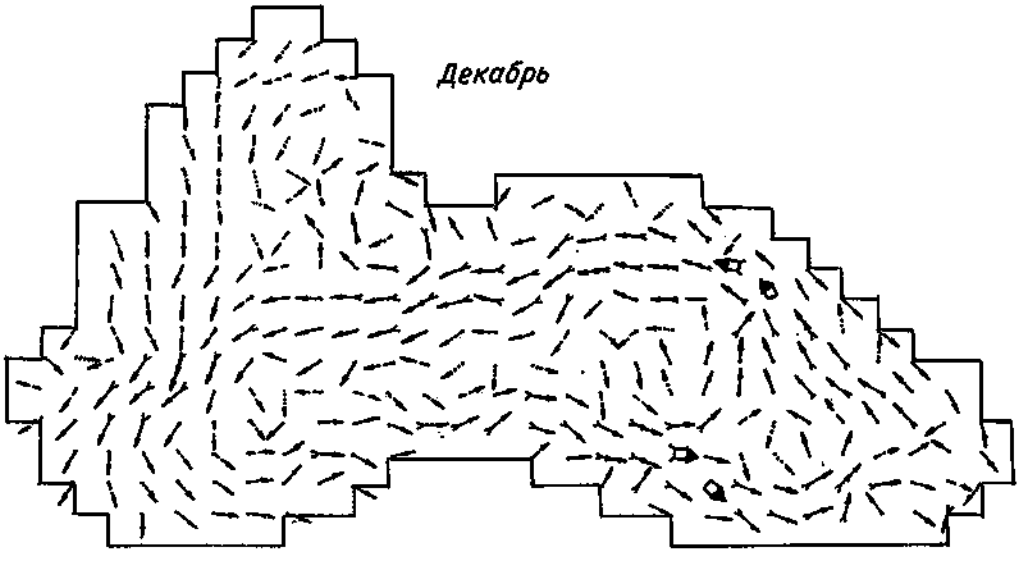
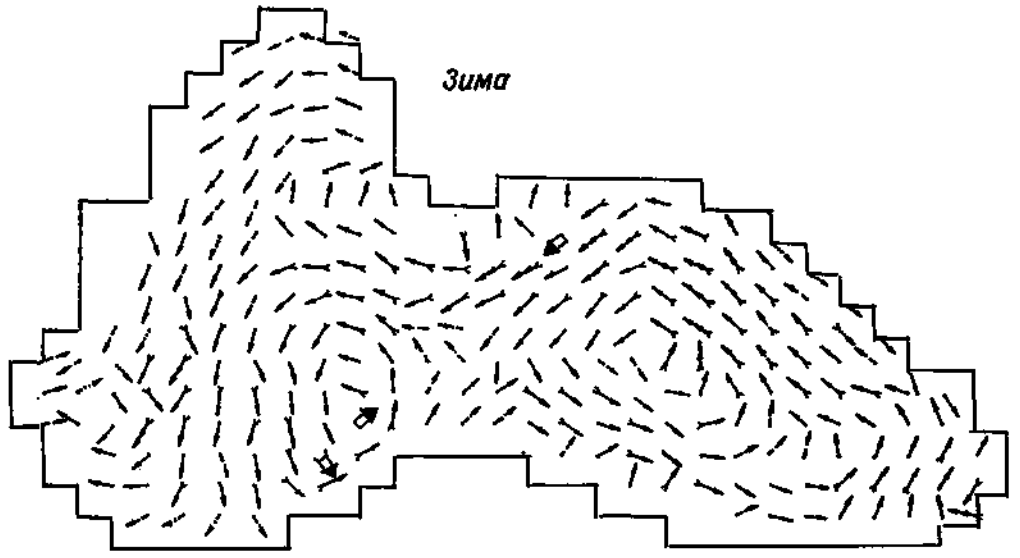


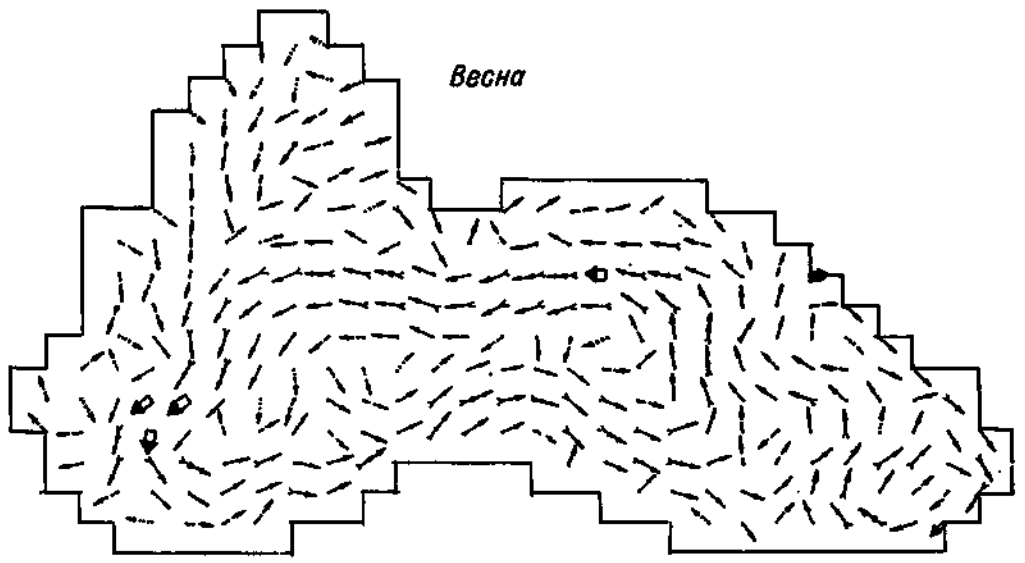
Рис. 1.2. Продолжение.

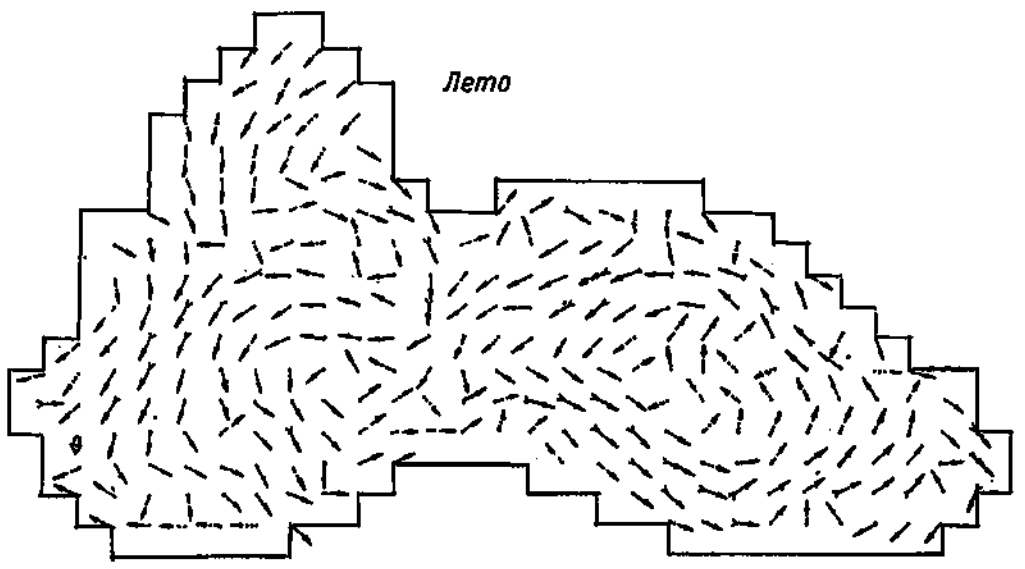

Октябрь


Ноябрь


Декабрь


Зима


Весна


Лето

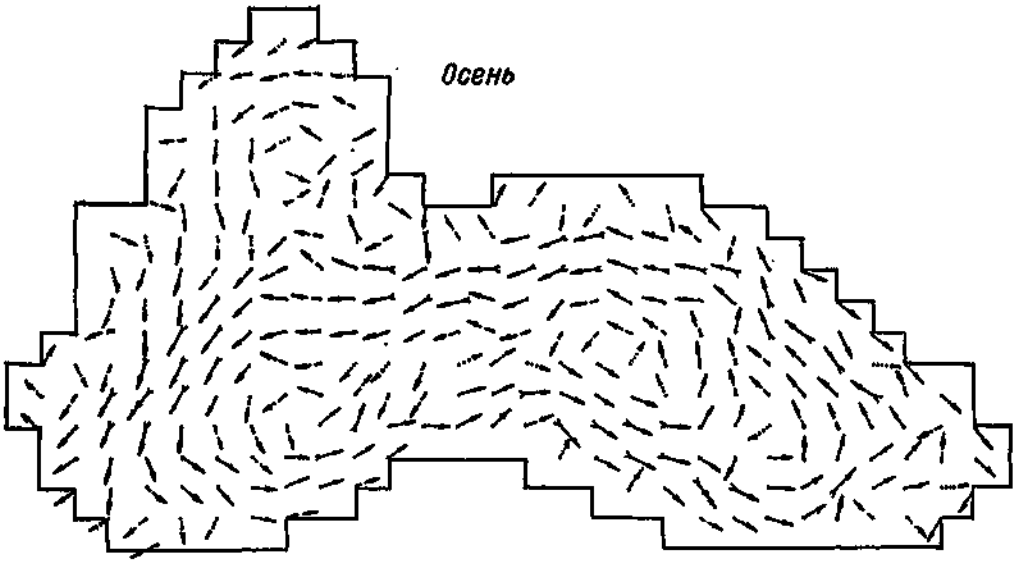


Рис. 1.3. Квазигеострофические течения в поверхностном слое в различные сезоны.
Усл. обозначения см. рис. 1.2.

биной они расширились по площади и слились в один, захватив обширную акваторию моря вдоль всего Кавказского побережья, оттеснив мористее ОЧТ.

В июне (см. рис. 1.2) основные черты циркуляции вод в поверхностных и глубинных слоях сохраняются. ОЧТ проходит в 80—120 км мористее Кавказского побережья, оттесненное, как говорилось выше, двумя антициклоническими круговоротами вод. С глубиной (со 100 м) оба вихря соединились, образовав при этом антициклонический круговорот вод с единым центром вращения. Центр циклонического круговорота на востоке переместился к центру моря, западный циклонический круговорот претерпел незначительную трансформацию. На его западной периферии по-прежнему прослеживается несколько ослабевший, но все еще мощный антициклонический вихрь, который слился с антициклоническим вихрем, расположенным вдоль западного побережья Черного моря. В струе основного потока скорости стали меньше 8—15 см/с, в центрах круговоротов — 2—8 см/с.

В июле (см. рис. 1.2) имеет место циклоническая циркуляция вод с нечетко выраженными центрами циклонических круговоротов: по два в восточной и западной частях моря. Отмечается ослабление циркуляции вод в циклонических и рост скорости в антициклонических круговоротах. В северо-западной части моря наблюдается течение на юг и юго-восток; с приближением к берегам Крыма оно все больше поворачивает на юг и запад, питая антициклонический вихрь, расположенный юго-западнее Крыма. Центр этого вихря несколько сместился к юго-западу.

В августе (см. рис. 1.2) два кольца циклонической циркуляции на востоке и западе моря обособлены. Между ними в центральной части моря от Крыма на юг до Анатолийского побережья наблюдается меридиональный перенос вод, который разрывает ОЧТ. Антициклонический вихрь в районе Сухуми уменьшился по размеру. Увеличилась по площади и усилилась циркуляция вод на западной периферии западного циклонического кольца (до 35 см/с); имеют место антициклонические вихри

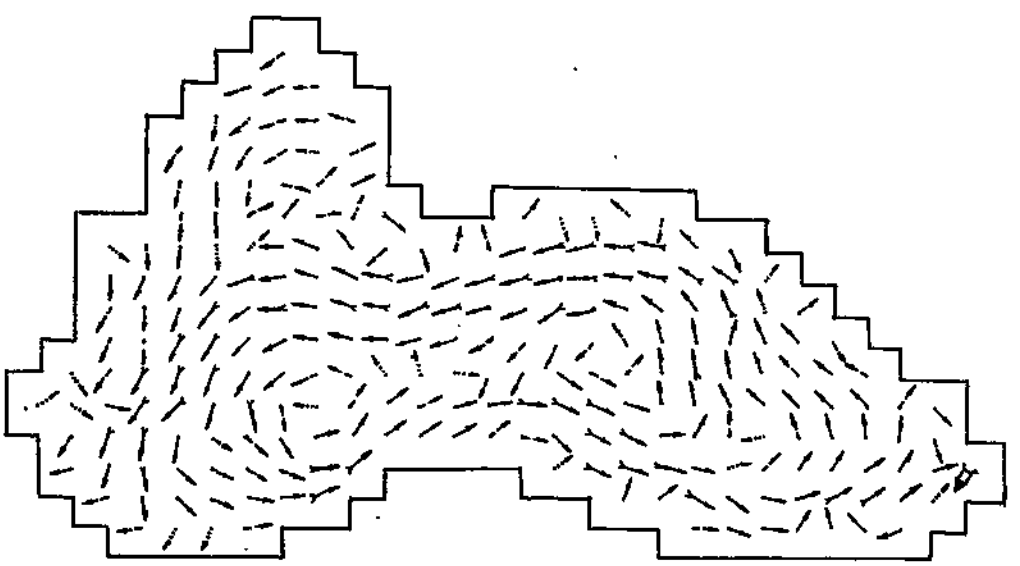


Рис. 1.4. Квазигеострофические течения в поверхностном слое. Средние за год.

Многолетнее среднее месячное распределение течений в характерных районах Черного моря

Таблица I.1

Горизонт, м	I		II		III		IV		V		VI		VII		VIII		IX		X		XI		XII	
	Направление, °	Модуль скорости, см/с	Направление, °	Модуль скорости, см/с	Направление, °	Модуль скорости, см/с	Направление, °	Модуль скорости, см/с	Направление, °	Модуль скорости, см/с	Направление, °	Модуль скорости, см/с	Направление, °	Модуль скорости, см/с	Направление, °	Модуль скорости, см/с	Направление, °	Модуль скорости, см/с	Направление, °	Модуль скорости, см/с	Направление, °	Модуль скорости, см/с	Направление, °	Модуль скорости, см/с
Район западного циклонического круговорота ($i=5$, $j=5$)																								
0	241	20	271	14	295	19	299	24	242	28	252	22	265	15	333	11	213	2	257	17	256	13	246	12
20	249	14	281	11	265	6	272	21	250	25	255	19	281	13	357	7	20	4	271	12	271	11	246	5
50	249	13	282	10	266	16	272	20	250	25	254	18	281	12	245	9	19	3	269	12	252	8	246	5
100	246	11	282	8	267	4	269	18	246	23	250	15	281	10	359	6	47	3	269	10	273	8	242	4
150	239	9	282	6	286	12	264	15	241	20	244	11	279	8	14	5	64	4	271	8	274	7	229	3
200	231	8	281	4	285	11	261	13	239	19	242	13	276	7	21	5			272	7	280	4	218	3
500	179	4	97	2	289	5	273	8	231	14	237	10	267	4	31	3			276	5	311	1	189	2
1000	89	6	85	5	7	1	254	3	178	6	243	5	290	2	22	1			281	3	308	0	17	2
1500	79	2			26	0	276	1	251	1	268	1	299	1	355	0			282	1	256	1	335	1
Мелководная северо-западная часть ($i=9$, $j=13$)																								
0	88	0	63	2	346	5	352	10	331	6	342	7	288	8	322	6	335	6	324	5	347	7	334	3
20	36	3	3	6	153	7	272	10	3	9	360	8	33	5	357	0	42	7	3	5	0	4	4	4
50	7	3	3	6	0	7	1	9	1	8	1	8	6	3	30	6	2	7	2	5	4	4	5	4
Центральная часть моря ($i=14$, $j=8$)																								
0	342	20	186	13	175	9	158	5	186	9	167	10	187	5	264	8	227	6	169	10	253	5	214	4
20	347	23	198	7	174	8	169	6	186	10	161	9	132	5	250	6	216	1	159	10	246	2	279	2
50	345	17	198	7	173	8	169	6	186	9	161	9	177	5	245	6	250	3	158	10	240	2	265	2
100	329	8	197	8	173	8	171	6	185	9	163	8	133	4	248	6	201	3	159	10	258	2	254	2
150	329	7	197	8	159	8	173	5	190	9	165	8	139	4	249	6			160	10	257	2	248	2
200	330	7	198	8	175	7	175	5	194	8	167	8	141	4	250	6			160	10	245	3	244	2
500	338	6	214	5	178	6	183	4	196	8	175	6	155	3	252	5			161	9	227	2	229	2
1000	344	4	216	3	179	5	197	3	200	5	175	4	169	3	253	3			164	7	220	1	224	2
1500	337	2			202	2	245	1	210	2	164	2	179	2	234	2			170	4	175	1	235	1
Район восточного циклонического круговорота ($i=23$, $j=5$)																								
0	155	10	146	7	317	4	257	3	230	7	219	4	274	9	58	3	92	12	208	5	24	1	241	1
20	166	12	146	5	298	4	249	10	237	8	207	4	243	5	84	4	118	12	192	12	157	1	190	6
50	166	12	164	6	297	5	251	4	237	7	209	5	235	5	72	2	111	12	197	6	189	1	181	6
100	165	12	167	6	289	5	248	5	232	7	210	6	232	6	176	1	116	10	200	7	195	2	170	6
150	164	12	170	6	320	6	244	5	226	7	208	6	232	6	236	2	124	9	203	7	189	2	167	6
200	163	12	196	6	278	6	243	6	221	7	207	7	136	6	240	2			204	5	189	2	166	6
500	166	9	162	6	269	6	244	6	218	7	209	7	240	6	250	3			205	7	208	1	163	5
1000	153	4	193	4	261	3	248	3	223	3	197	2	246	4	266	4			210	5	245	1	152	3
1500	160	1	192	3	162	1	144	1	136	1	63	1	52	2	287	2			225	3	73	1	157	2
Район юго-восточного антициклонического круговорота ($i=29$, $j=4$)																								
0	272	15	314	16	310	19	324	12	302	17	304	14	346	18	88	15	360	15	314	8	349	4	307	8
20	318	13	315	15	310	16	313	15	302	17	301	14	304	15	308	14	348	13	305	9	318	5	318	9
50	311	11	311	14	310	15	314	15	302	16	300	14	301	14	0	14	302	12	307	8	320	5	320	8
100	304	8	305	10	340	12	310	11	297	14	294	11	296	11	299	10	296	10	300	15	306	1	316	5
150	288	5	289	6	8	8	296	7	285	10	283	8	285	8	286	7	285	6	287	3	286	1	306	2
200	270	4	270	5	271	6	270	4	270	8	270	8	270	6	270	6	270	5	280	2	280	1	270	1
Район основного черноморского течения ($i=23$, $j=8$)																								
0	123	20	119	17	124	12	147	14	159	9	115	8	196	9	170	16	164	18	174	4	162	10	159	22
20	116	15	118	8	122	9	153	11	165	7	115	8	189	9	167	12	189	14	182	4	182	10	167	19
50	115	14	115	8	121	9	153	10	166	6	115	6	186	9	147	10	168	11	207	3	189	8	169	17
100	108	11	105	6	113	6	151	7	175	4	115	5	190	8	180	8	171	11	261	1	201	6	173	14
150	97	8	80	4	119	4	148	4	206	2	112	4	205	7	194	7	182	6	297	4	216	5	176	11
200	89	7	56	4	60	3	145	2	244	2	227	3	202	6	202	6	183	4	305	4	227	5	179	10
500	7	5			12	5	345	2	297	4	147	1	212	3	213		205	2	282	2			190	6
1000	350	4			6	5	353	2	338	5	320	1	188	1	212	2	209	2	213	2			203	4
1500	350	2			359	3	357	2	1	5	319	1	183	1			186	2	223	2			205	1

и вдоль Кавказского побережья, и у болгарского побережья моря. Антициклоническая завихренность вод в районе восточнее Крыма несколько ослаблена.

В начале осени, в сентябре (см. рис. 1.2), четко вырисовываются два циклонических круговорота вод на западе и востоке моря. Центр западного круговорота несколько смещается к югу. ОЧТ в центре моря, на юге у Анатолийского побережья в районе Синопа несколько расчленяется, образуя небольшой локальный циклонический круговорот вод. Основные антициклонические вихри существенных изменений не претерпели. На северо-западе моря наблюдается циклонический кругово-

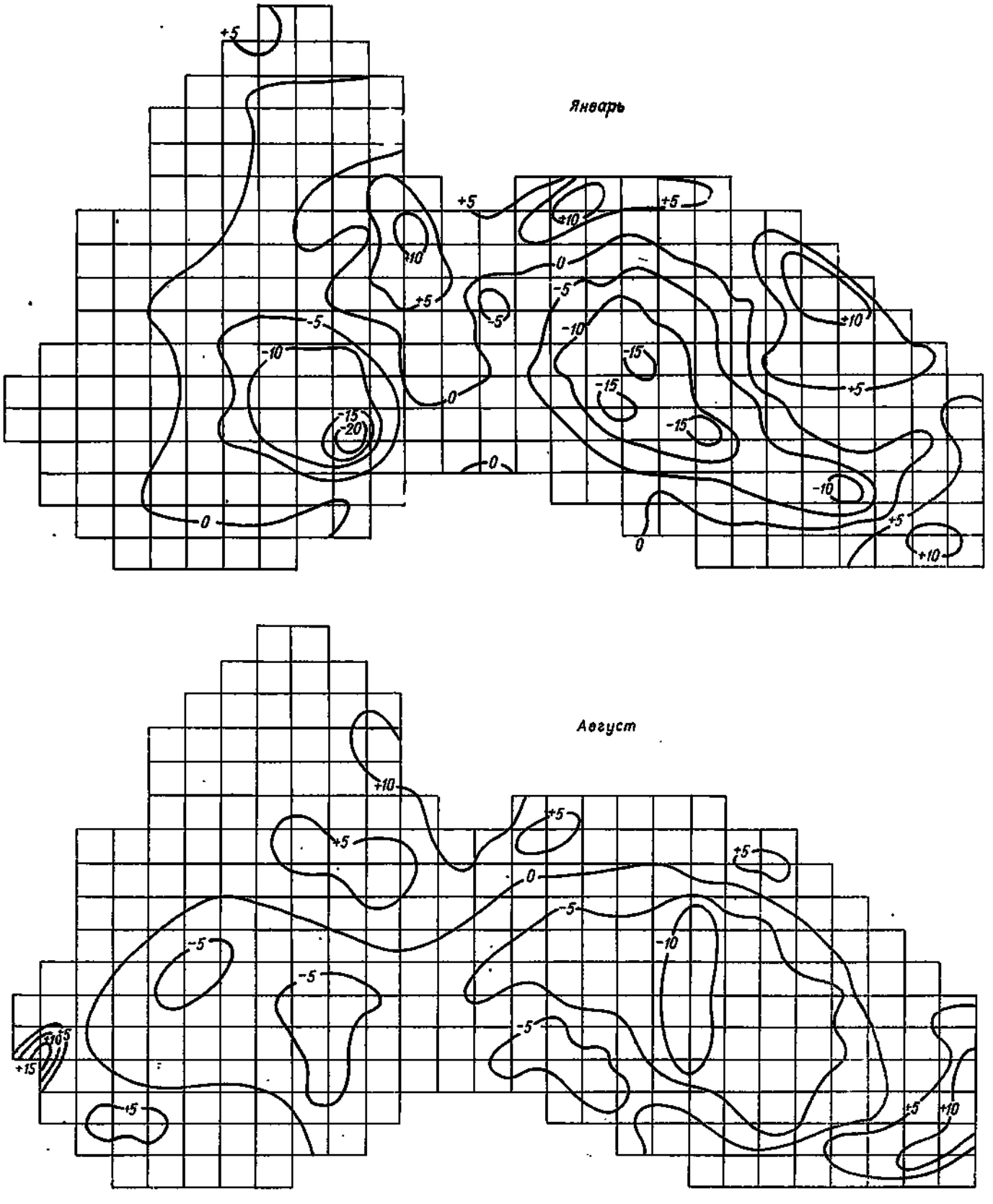


Рис. I.5. Рассчитанный уровень Черного моря, см.

Таблица 1.2

Среднее многолетнее значение уровня моря в характерных гидрологических районах Черного моря в течение года, см

Месяц	Район					
	западный	восточный	болгарское побережье	юго-западнее Крыма	район Сухуми	Кавказское побережье
	Циклонические круговороты		Антициклонические круговороты (меандры)			
Январь	—24	—17	+5	+10	+14	+14
Февраль	—17	—12	+5	+10	+13	+11
Март	—15	—11	+7	+12	+15	+11
Апрель						
Май	—21	—18	+7	+8	+15	+4
Июнь	—18	—11	+4	+7	+13	+14
Июль	—16	—12	+24	+1	+15	+9
Август	—9	—10	+24	+9	+11	+3
Сентябрь	—10	—10	+3	+10	+14	+6
Октябрь	—15	—7	+8	+10	+10	+5
Ноябрь	—10	—11	+5	+9	+7	+8
Декабрь	—6	—13	+3	+12	+9	+7

Примечание. Знак (—) означает подъем уровня, знак (+) — опускание.

рот вод. При выходе из этого района поток вод приобретает строгую меридиональную направленность, сохраняя ее вдоль западного побережья через все море. В основной струе скорости течения невелики — 10—15 см/с (иногда доходят до 20 см/с); с глубиной положение центров антициклонических и циклонических круговоротов мало меняется, скорости достигают на глубине 500—750 м 2—5 см/с. Антициклонический вихрь вдоль западного побережья моря не прослеживается.

В октябре (см. рис. 1.2) в поверхностном слое сохраняется циклоническое движение вод. Центр циклонического круговорота на западе резко смещен к юго-юго-востоку, в центре восточной половины большая площадь циклонического кольца занята течениями со слабыми скоростями — 2—5 см/с. Единого центра циркуляции не наблюдается, он расчленен как бы на два. Положение антициклонических центров круговоротов во все осенние месяцы почти стационарно. На северо-западе циркуляция вод сохраняет основные черты сентября.

В ноябре (см. рис. 1.2) циклоническая циркуляция вод в Черном море приобрела своеобразный характер. ОЧТ восстановилось вдоль всего побережья Черного моря, внутри него имеют место два циклонических круговорота вод на западе и востоке моря. Восточный циклонический круговорот очень сильно расширен и смещен к западу, занимая не только восточную, но и центральную части моря. Интенсивность циркуляции вод в ноябре возросла на востоке моря (8—16 см/с) и ослабла в западной его половине до 7—13 см/с. Северо-западную часть моря занимает мощный циклонический круговорот со скоростями от 5 см/с до 25 см/с.

Анализ результатов расчетов скоростей течений по месяцам в течение года позволил решить ряд дискуссионных вопросов по циркуляции вод в Черном море.

Установлено, что в поверхностном слое Черного моря существует циклоническая циркуляция вод. Основной особенностью пространственного распределения поверхностного поля течений в Черном море является наличие в течение 12 месяцев года двух циклонических круговоротов в западной и восточной частях моря, которые опоясывает циклоническое кольцо ОЧТ. Названные главные черты циклонической циркуляции существуют в течение всего года не только в поверхностном, но и во всем 750-метровом слое моря.

Выявлено, что внутригодовая изменчивость значительна и проявляется как в изменении общей интенсивности циркуляции, так и в изменении структуры циркуляционной системы вод.

В отдельные месяцы года циклоническая циркуляция вод в Черном море в областях циклонических круговоротов усложняется, интенсивность ее увеличивается, а в январе и августе ОЧТ утрачивает характер вдольберегового потока; как правило, это происходит в центре моря между Крымским полуостровом и Анатолийским побережьем, у Синопа, где формируется система меридиональных потоков, направленных на юг.

На фоне общей циклонической циркуляции вод в отдельных прибрежных районах, на свале глубин формируются локальные области с антициклонической завихренностью течений. В течение года ярко выражена область антициклонического вихря к юго-западу от Крымского полуострова; почти круглый год (кроме августа и сентября) существует антициклонический вихрь у западного побережья Черного моря; на юго-востоке моря наблюдается антициклонический вихрь размером 80—120 км, он прослеживается на всех глубинах в течение всех месяцев года.

С глубиной антициклонические вихри, как правило, расширяются, а оси вращения их отклоняются в сторону движения вод.

В центральных частях циклонических круговоротов в отдельные месяцы возникают обширные зоны слабых квазигеострофических течений. С глубиной во всем 500—750-метровом слое система квазигеострофических течений имеет общие черты с поверхностными, ослабевая лишь по интенсивности (до 2—5 см/с). В более глубинных слоях ($\geqslant$750 м) циркуляция весьма расчленена на множество круговоротов и говорить об общем какомлибо характере движения здесь трудно.

Анализируя данные расчета течений по сезонам и средние за год, можно выделить некоторые особенности в распределении скоростей крупномасштабных течений по акватории Черного моря.

В зимний сезон (см. рис. 1.3) в Черном море наблюдается два циклонических круговорота вод с центрами вращения на востоке и западе моря, которые оконтуривает ОЧТ. Центр западного циклонического круговорота вод резко смещен к юго-востоку, почти вся западная часть занята меридиональным переносом вод со скоростями 10—15 см/с, а восточная часть моря — ярко выраженным переносом на северо-запад со скоростями 10—17 см/с.

Основные черты циклонической циркуляции сохраняются во всем слое до 500—750 м, ниже не наблюдается единого потока вод, разброс по направлениям значителен. В зимний сезон циркуляция вод достигает наибольшей интенсивности. Средние скорости течений в основной струе 10—

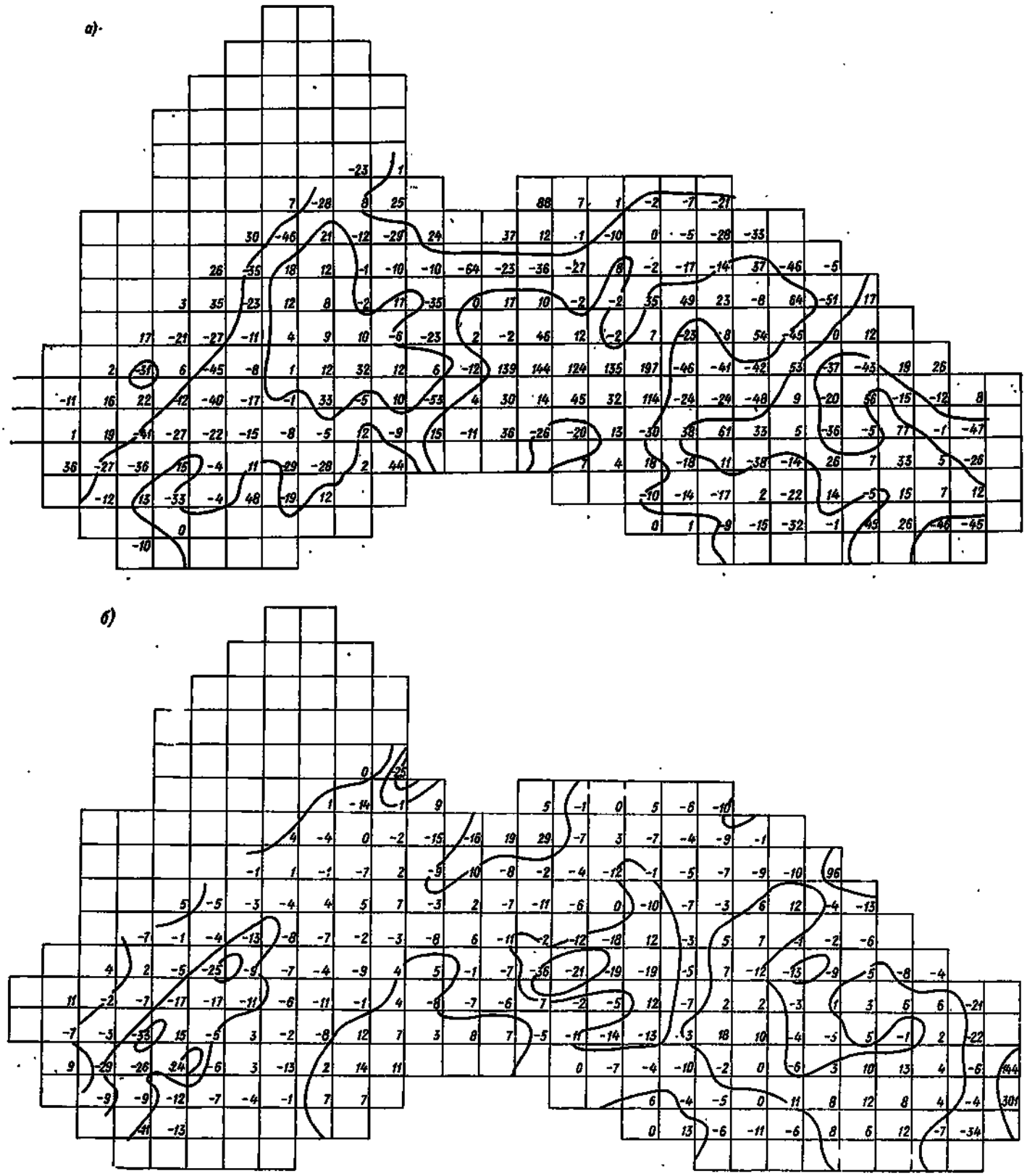


Рис. 1.6. Вертикальная скорость течений на горизонте 100 м, 10^{-3} см/с.
а — январь; *б* — среднее многолетнее значение.

17 см/с, а максимальные до 22 см/с; в центрах круговоротов 3—15 см/с. ОЧТ четко выражено в северной половине моря, в южной — у Анатолийского побережья — несколько ослаблено. На периферии циклонических круговоротов, как правило, на свале глубин имеют место антициклонические вихри: юго-западнее Крымского полуострова, у западного побережья моря, на юго-востоке моря, в районе Сухуми и вдоль Кавказского побережья, последний значительно расширяется с глубиной. У западного побережья моря вихрь в поверхностном слое оконтурен нечетко, а с глубиной его контуры определяются более ярко.

Весной (см. рис. 1.3) в поверхностном слое Черного моря по-прежнему наблюдается циклоническая циркуляция вод с двумя циклоническими круговоротами на западе и востоке. Скорости течений в переходный сезон в ОЧТ значительны и достигают средние 10—16 см/с, а максимальные до 24 см/с, особенно в северной и западной частях моря. Центр западного циклонического круговорота смещен к центру моря. На свале глубин на внешней периферии ОЧТ имеют место антициклонические вихри: юго-западнее Крымского полуострова, на юго-востоке моря, у болгарского побережья, вдоль Кавказского побережья Черного моря.

В летний сезон циклоническая циркуляция вод по акватории моря ослаблена, средние скорости ОЧТ 5—10 см/с, а максимальные до 13 см/с, в центрах циклонических круговоротов 3—5 см/с. В северо-западной части моря наблюдается перенос вод с северо-востока на юго-запада и юг. Антициклонический вихрь юго-западнее Крымского полуострова в летний сезон сформирован в поверхностном слое под влиянием циркуляции северо-западного района, а в глубинных слоях (с 20 м) — ветвью течений, заходящей сюда с моря за счет динамической неустойчивости ОЧТ в районе свала глубин.

Осенью (см. рис. 1.3) главные черты циклонической циркуляции с двумя циклоническими круговоротами вод на востоке и западе сохраняются в поверхностных и глубинных слоях. ОЧТ выражено несколько резче, скорости его 10—16 см/с. Центр западного циклонического круговорота осенью смещен к юго-востоку; вся акватория моря на западе западного циклонического круговорота занята меридиональным переносом вод. В мелководном северо-западном районе моря наблюдается циклоническая циркуляция вод.

Карта климатических многолетних течений получена впервые (см. рис. 1.4). В поверхностном слое моря выявлена циклоническая циркуляция вод с двумя центрами циклонических круговоротов на западе и востоке. Скорость ОЧТ составляет 10—15 см/с, в центрах круговоротов 2—5 см/с. Полученное среднее годовое поле квазигеострофических течений можно отождествить со схемой постоянных течений Черного моря. Оно сформировано ветровыми и термохалинными факторами, действующими над акваторией и в море.

Рассчитанные вертикальные скорости в Черном море колеблются от $1 \cdot 10^{-4}$ см/с до $2 \cdot 10^{-3}$ см/с. В циклоническом круговороте вод в море происходит в целом подъем вод, в антициклоническом — опускание. Перемежаемость подъемов и опусканий вод по вертикали наблюдается довольно редко (рис. 1.6).

1.4. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД И РЕЖИМНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕЧЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОРЯ

Северо-западный район Черного моря имеет особое значение для народного хозяйства в связи с высокой биопродуктивностью его вод, работами по промышленному освоению и развитым мореплаванием. Между тем изучение режима течений в этом районе на основе обобщения и анализа только имеющегося эмпирического материала не позволяет получить результаты, удовлетворяющие возрастающим требованиям практики. Основная причина — недостаточное количество синхронных продолжительных наблюдений за течениями, охватывающих всю акваторию, особенно при сильных и штормовых ветрах. Поэтому для этой цели ниже были использованы результаты теоретического моделирования течений.

Характерной чертой северо-западного района является его относительная мелководность, обусловливающая преобладание ветровой составляющей в процессе формирования течений. Бароклинные процессы, связанные с колебаниями в системе ОЧТ, оказывают влияние в основном лишь в зоне свала глубин. Поэтому динамические процессы в северо-западном районе моря имеют в значительной степени локальный характер.

История развития гидродинамического моделирования этого района описана в работе [77]. В данном разделе исследование ветровых течений было выполнено по трехмерной модели нестационарных движений. Для их описания использовались линейные уравнения движения, уравнение неразрывности и условие гидростатики.

Уравнения движения аппроксимировались неявной схемой расщепления по физическим параметрам:

$$\frac{\partial u^{n+1/2}}{\partial t} - \nu \frac{\partial^2 u^{n+1/2}}{\partial z^2} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P^{n+1/2}}{\partial x};$$

$$\frac{\partial v^{n+1/2}}{\partial t} - \nu \frac{\partial^2 v^{n+1/2}}{\partial z^2} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P^{n+1/2}}{\partial y};$$

$$\partial u^{n+1}/\partial t = f(v^{n+1/2} + v^{n+1})/2;$$

$$\partial v^{n+1}/\partial t = -f(u^{n+1/2} + u^{n+1})/2.$$

Верхний индекс здесь показывает номер шага по времени, f — параметр Кориолиса, остальные обозначения общепринятые.

Первые два из этих уравнений интегрировались численным методом прогонки, при этом там, где глубина моря меньше глубины трения, нуль скорости располагался на глубине трения. Третье и четвертое уравнения решались алгебраически. Горизонтальный обмен учитывался при расчете градиента давления (возмущения уровня моря).

Возмущение уровня определялось параллельно из проинтегрированных по вертикали уравнений движения и неразрывности — уравнений теории мелкой воды — с учетом нелинейности, обусловленной переменной глубиной моря. Эти уравнения решались по схеме аппроксимационной поправки

[197]. При этом градиент уровня на верхнем временном шаге в правой части уравнений движения заменялся соотношением из конечно-разностного аналога уравнения неразрывности [152]. Пространственные производные аппроксимировались центральными разностями, поэтому схема имеет второй порядок точности по всем переменным.

Акватория северо-западной части Черного моря аппроксимировалась однородной сеточной областью с квадратными ячейками стороной 10 км. Шаг по времени принимался равным 60 мин.

Граница расчетной области с глубокой частью Черного моря проходила по широте м. Тарханкут. Южнее ее вводилась 50-километровая буферная зона, внутри которой колебания уровня и течений полностью затухали. Для этого в процессе решения на каждом шаге по времени значения уровня умножались на коэффициент, изменяющийся линейно от единицы на внутренней границе буферной зоны до нуля и на ее внешней границе.

В начальный момент ($t = 0$) принималось отсутствие движений.

Напряжение ветра определялось в каждой точке моря на основании методики, рекомендованной в работе [154]. Трение о дно рассчитывалось традиционно посредством квадратической зависимости от средней скорости с коэффициентом $2{,}6 \cdot 10^{-3}$ (CGS).

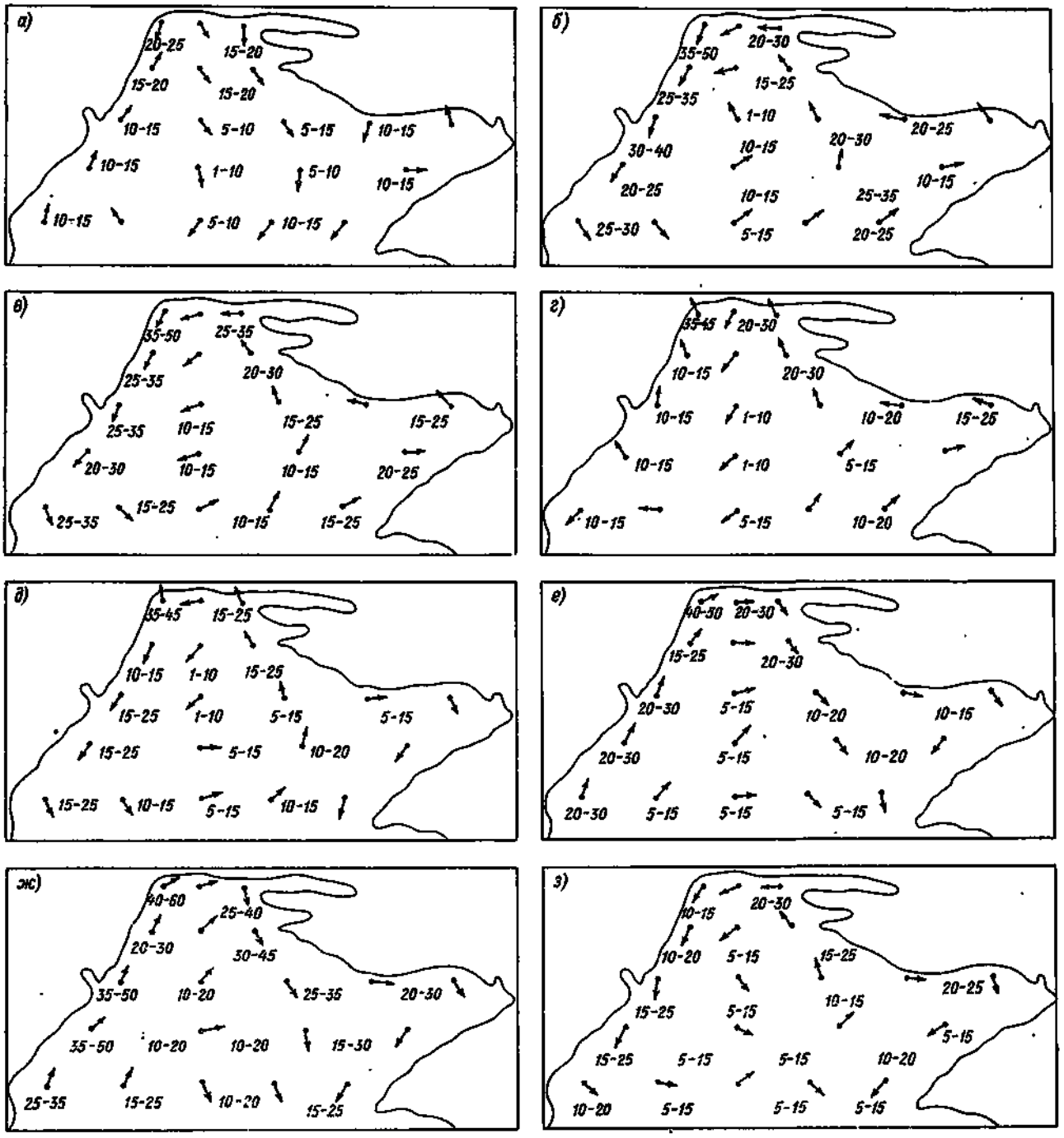


Рис. 1.7. Схемы интегральной по глубине циркуляции вод в северо-западной части Черного моря.

а — при северном; *б* — северо-восточном; *в* — восточном; *г* — юго-восточном; *д* — южном; *е* — юго-западном; *ж* — западном; *з* — северо-западном типах ветра; подтип 15—20 м/с; цифрами обозначена скорость установившихся течений, см/с.

Коэффициент вертикального турбулентного обмена определялся следующим образом. Полагая турбулентность обусловленной вертикальным сдвигом скорости и зависящей от глубины моря, из анализа размерностей имеем $\nu = \bar{c}\,|\partial u/\partial z|\,HD$, где H — глубина моря; D — глубина трения. Исходя из того, что наблюдаемые скорости в мелком море имеют, как правило, близкий к линейному профиль в основной толще воды, эта формула упрощается: $\nu = \bar{c}\,(\bar{u}_0 - u_D)\,H \approx \bar{c}u_0H$. Здесь u_0 и u_D — скорости течений на поверхности и глубине трения. Постоянная $\bar{c}$ определяется из известной формулы А. И. Фельзенбаума ($\nu = 0{,}54\ WH$, W — скорость ветра, м/с, H — глубина, м), полученной посредством применения ветрового коэффициента [177]. Возвращаясь к скорости течения на поверхности, получаем $\bar{c} = 0{,}0036$ (CGS).

В качестве исходной метеорологической информации для расчета течений были использованы типовые ситуации, опубликованные в работе [169].

Векторы течений определялись в 20 реперных точках на стандартных горизонтах через каждые 5 м от поверхности до дна. Результаты выдавались на печать через 60 мин. В каждой реперной точке строились эпюры и графики, отражающие изменение течений по глубине и во времени в процессе действия данной типовой синоптической ситуации. Во всех точках определялись также векторы интегральных, осредненных по глубине потоков. По результатам расчетов были построены карты-схемы интегральной циркуляции вод (рис. 1.7), поверхностных и придонных (рис. 1.8—1.15) течений. Каждому типовому полю ветра соответствует рассчитанная по нему схема течений с указанием ее средней повторяемости, средней и наибольшей продолжительности действия в году и по сезонам.

Расчет режимных характеристик течений (рис. 1.16) осуществлялся на основе статистической обработки результатов гидродинамического расчета. Подробное описание методики такой обработки содержится в работах [23, 154]. Повторяемость, средняя и наибольшая продолжительность действия полей ветра (см. рис. 1.8—1.15), использованных для расчета течений, приведены в работе [169].

Анализ полученных материалов позволяет выявить основные тенденции развития динамических процессов в северо-западной части Черного моря:

1. В процессе формирования ветровых течений северо-западного района можно выделить стадию развития и стадию установившихся потоков. На первой стадии, с момента возникновения ветра, параметры течений непрерывно изменяются во времени, по глубине и по акватории. Скорости течений в слое 0—5 м быстро возрастают, пока не достигнут своего максимума, наступающего в зависимости от скорости и направления ветра и географического положения точки через 4—8 ч — несколько раньше в мелководной зоне и позже в более глубокой центральной части района. После наступления максимума скорости в большинстве случаев несколько уменьшаются, но не более чем на 10—20 %. Скорости течений на глубине устанавливаются медленнее, чем у поверхности. Направления течений во всем слое воды и по всей акватории устанавливаются позднее, чем их скорости. На стадии установившегося состояния флюктуации течений по скорости и направлению практически прекращаются. В дальнейшем они не изменяются независимо от продолжительности действия ветра (при условии сохранения его скорости и направления). В целом в зависимости от указанных выше факторов период, необходимый для полного развития течений, занимает здесь от 16 до 24 ч;

2. Наиболее примечательной особенностью интегральной циркуляции вод северо-западной части

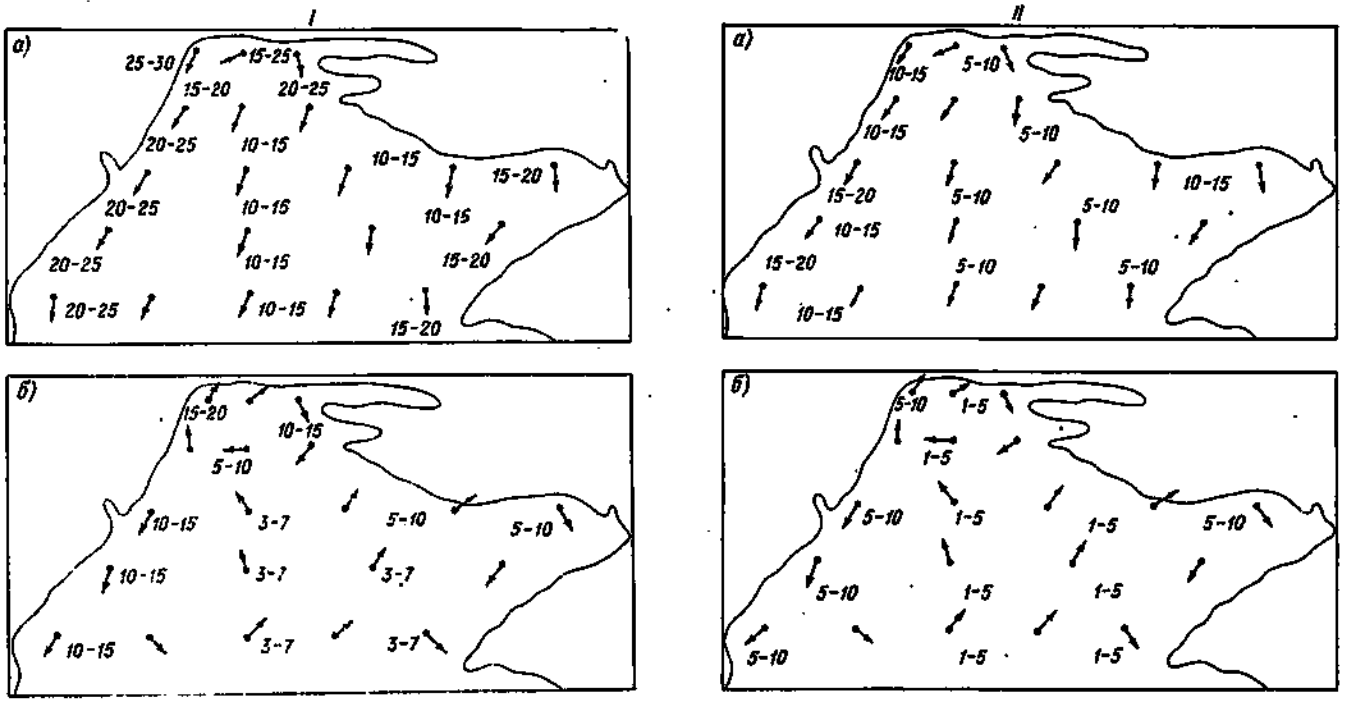


Рис. 1.8. Максимальные поверхностные (*а*) и придонные (*б*) течения в северо-западной части Черного моря. Тип ветра северный.

I — подтип 11—15 м/с; II — подтип 5—10 м/с.

Черного моря являются круговороты, возникающие на стадии установившегося состояния и захватывающие всю ее акваторию. Их пространственная структура зависит прежде всего от направления ветра над морем.

При северных ветрах (см. рис. 1.7) формируются два круговорота: западный — антициклонический и восточный (в Каркинитском заливе) — циклонический. Первый из них значительно больше второго. Наибольшие скорости потоков (до 15—25 см/с) отмечаются на северной и западной периферии антициклонического круговорота, наименьшие — в его центральной части.

При северо-восточных ветрах (см. рис. 1.7) формируется один обширный циклонический круговорот, захватывающий всю акваторию района. Наибольшие скорости потоков приурочены к его западной (до 40—50 см/с) и восточной (до 20—25 см/с) областям.

При восточных ветрах формируется такой же круговорот, как и при ветрах северо-восточного направления с той лишь разницей, что скорости

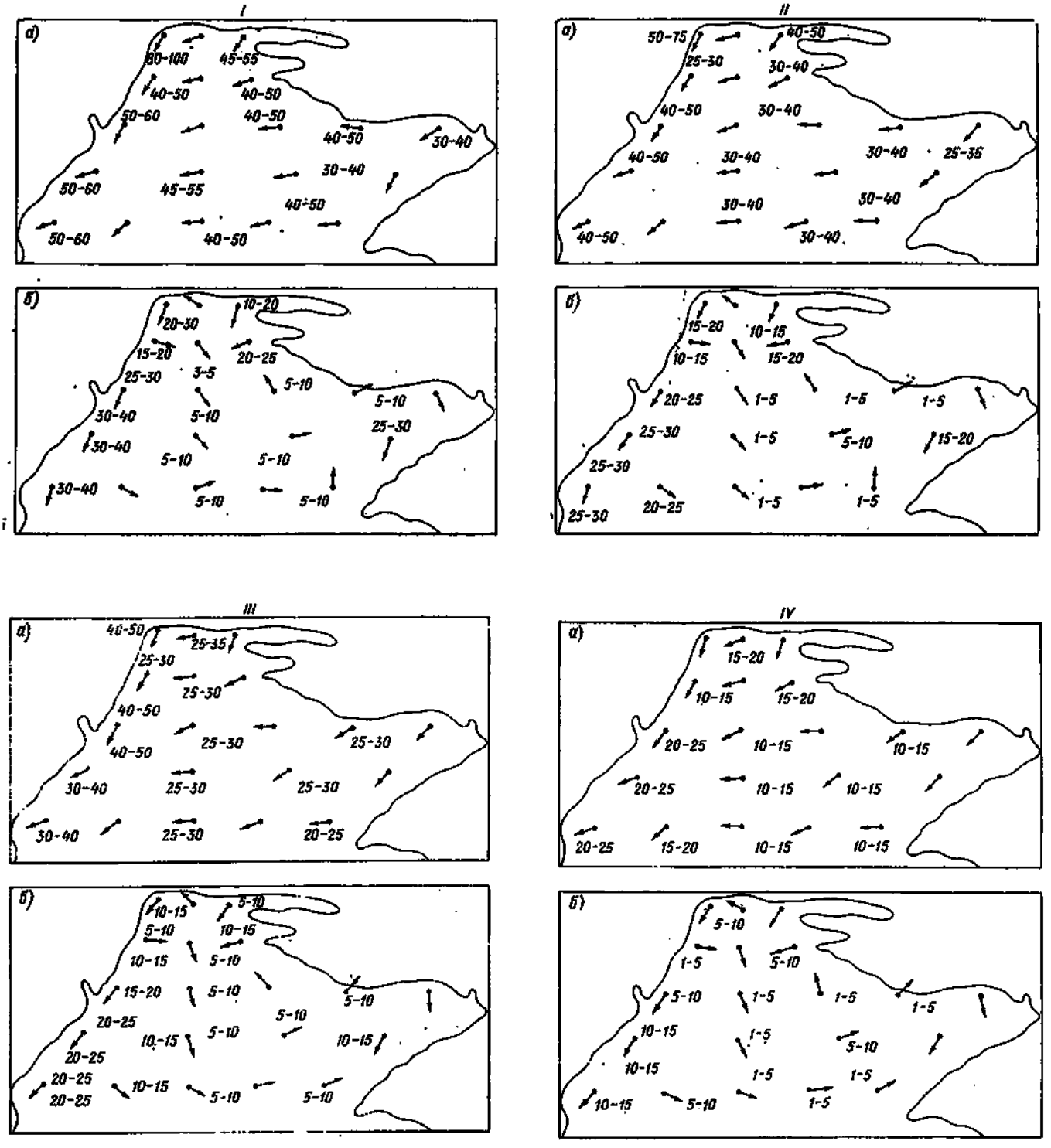
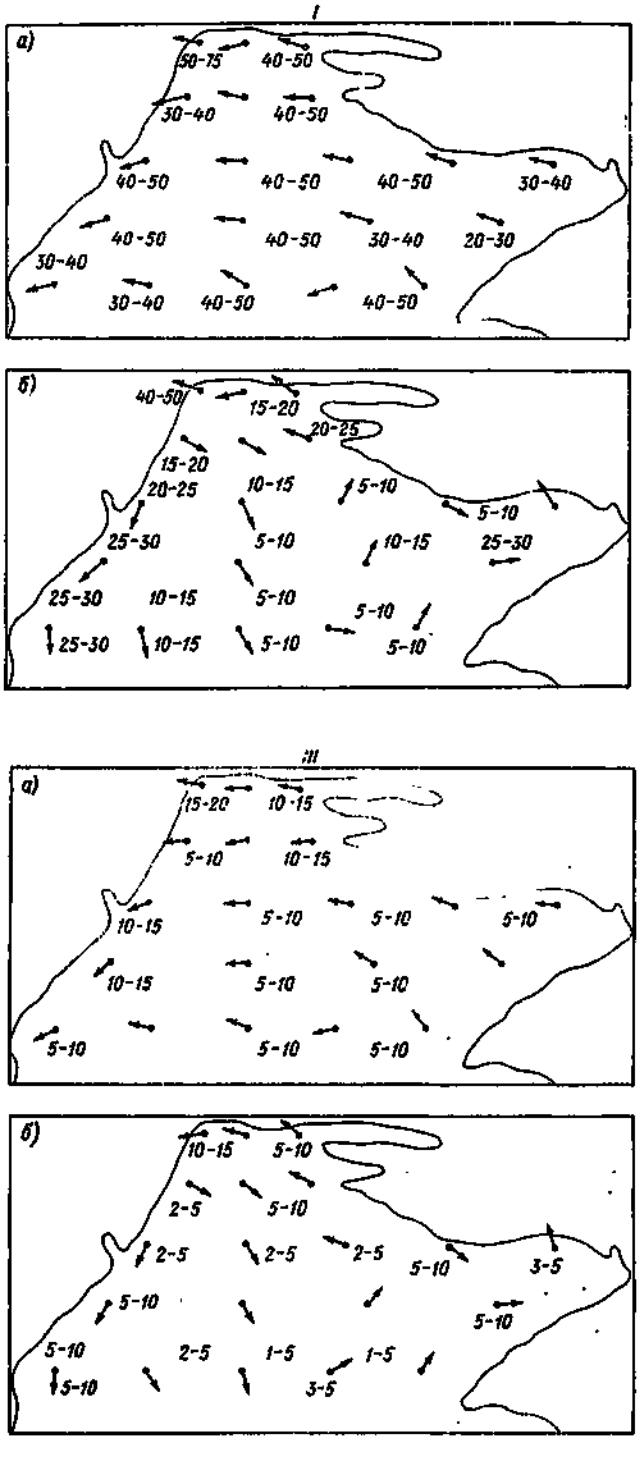


Рис. 1.9. Максимальные поверхностные (*а*) и придонные (*б*) течения в северо-западной части Черного моря
Тип ветра северо-восточный.
I — подтип 21—25 м/с; II — подтип 16—20 м/с; III — подтип 11—15 м/с; IV — подтип 5—10 м/с.



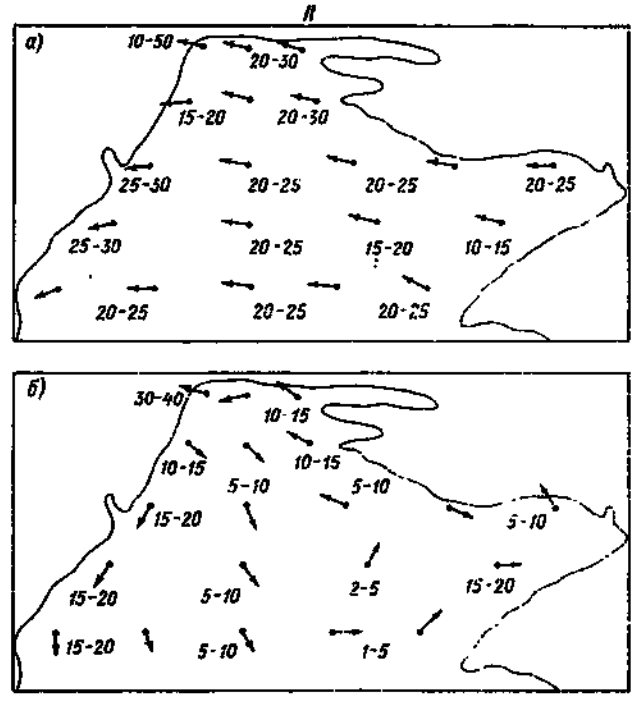


Рис. 1.10. Максимальные поверхностные (*а*) и придонные (*б*) течения в северо-западной части Черного моря. Тип ветра восточный.

I — подтип 16—20 м/с; II — подтип 11—15 м/с; III — подтип 5—10 м/с.

потоков несколько меньше: 20—34 см/с — на западной и 15—25 см/с — на восточной периферии.

При юго-восточных ветрах формируются три круговорота: один антициклонический на западе и два циклонических — в центре и Каркинитском заливе. Наибольшие скорости потоков приурочены к восточной периферии центрального круговорота (до 20—30 см/с), а в районе Одессы они достигают 35—45 см/с.

При южных ветрах формируются два круговорота: западный — циклонический и восточный (в Каркинитском заливе) — антициклонический, т. е. имеет место ситуация противоположная той, которая возникает при ветрах северного направления. Наибольшие скорости потоков (до 15—25 см/с) отмечаются на северной и западной периферии циклонического круговорота.

При юго-западных ветрах, так же как и при северо-восточных, на всей акватории формируется один круговорот, но с противоположным направлением потоков — антициклонический. Наибольшие скорости потоков приурочены к его северной (40—50 см/с) и западной (20—30 см/с) областям.

При западных ветрах формируются два антициклонических круговорота, один из которых захватывает западную и центральную части района, а другой, относительно небольшой по размерам, — акваторию Каркинитского залива. Наибольшие скорости отмечаются на западной периферии — до 35—50 см/с.

При северо-западных ветрах формируются два круговорота: западный — циклонический и восточный (в Каркинитском заливе) — антициклонический, т. е. имеет место ситуация, сходная с наблюдаемой при ветрах южного направления. В данном случае, однако, скорости потоков на северной периферии (в районе Одессы) значительно меньше (до 10—15 см/с), а в Каркинитском заливе, наоборот, больше, чем при южных ветрах.

Отмеченные выше особенности интегральной циркуляции вод в северо-западной части Черного моря обусловлены развитием градиентных компенсационных течений и характерны только для стадии установившихся потоков. Поэтому их формирование возможно только в условиях достаточно устойчивых и продолжительных (не менее 15—20 ч) ветров. Пространственная структура интегральных потоков определяется преимущественно направлением ветра, а не его скоростью и сохраняется почти без изменений при любом подтипе данного типа ветрового поля;

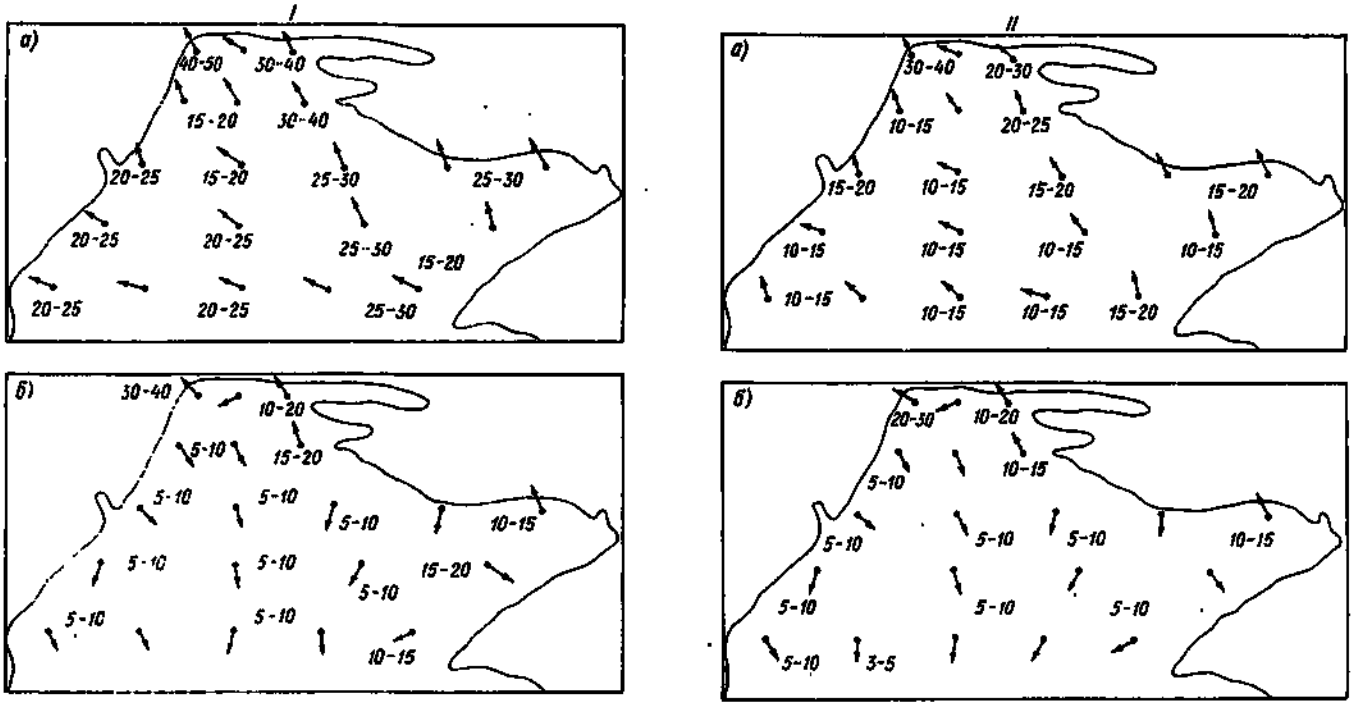


Рис. 1.11. Максимальные поверхностные (*а*) и придонные (*б*) течения в северо-западной части Черного моря. Тип ветра юго-восточный.

I — подтип 11—15 м/с; II — подтип 5—10 м/с.

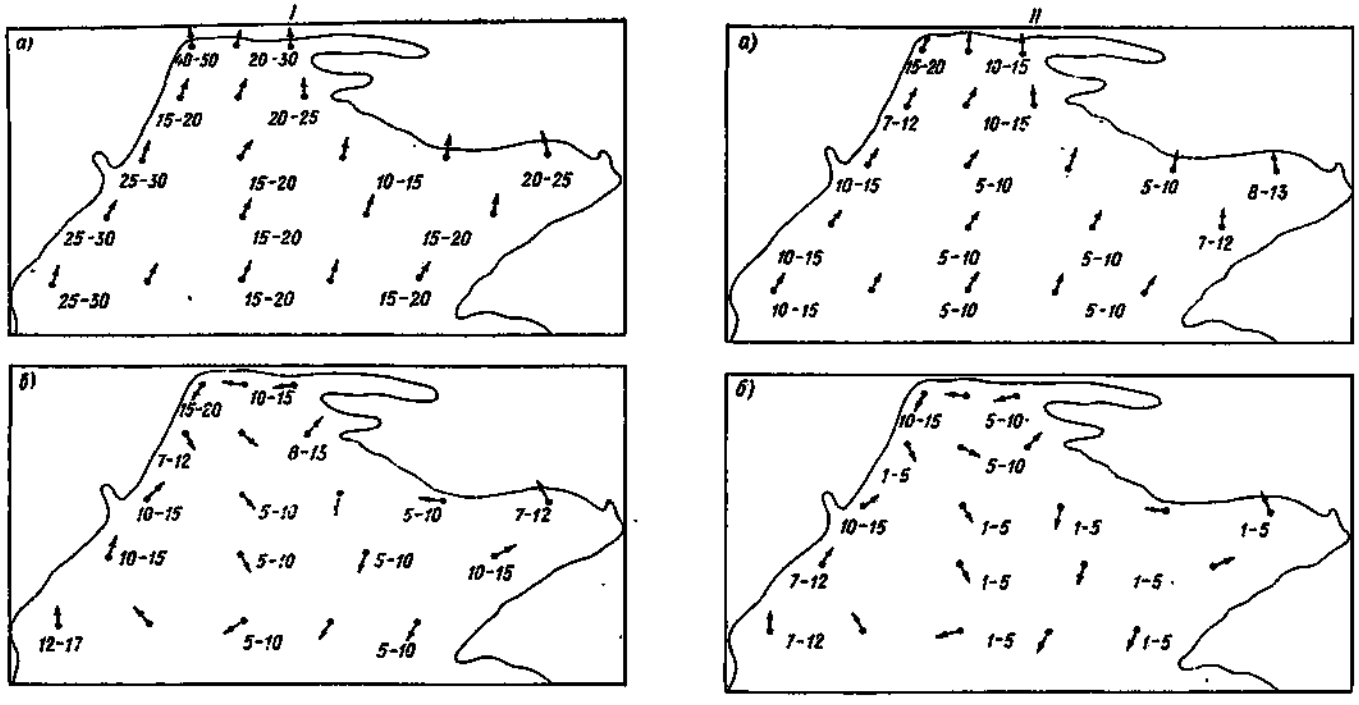


Рис. 1.12. Максимальные поверхностные (*а*) и придонные (*б*) течения в северо-западной части Черного моря. Тип ветра южный.

I — подтип 11—15 м/с; II — подтип 5—10 м/с.

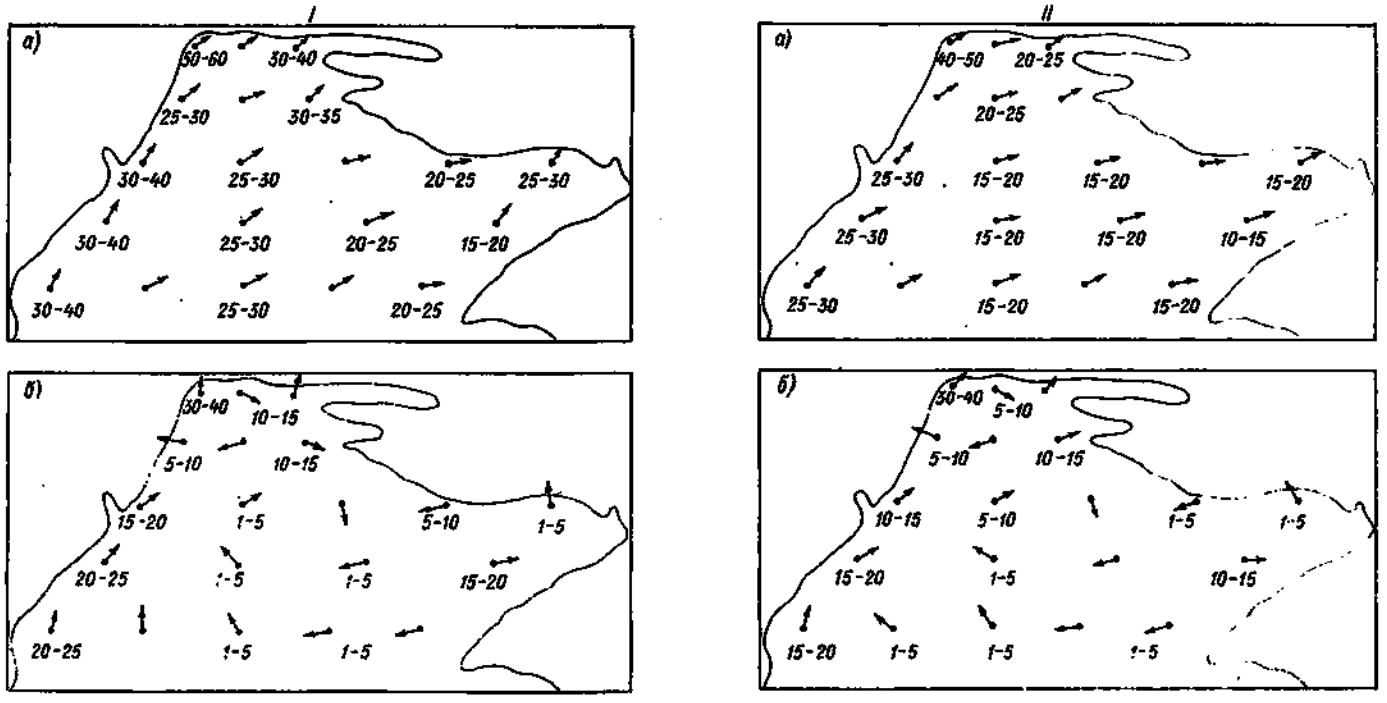


Рис. 1.13. Максимальные поверхностные (*а*) и придонные (*б*) течения в северо-западной части Черного моря. Тип ветра юго-западный.

I — подтип 16—20 м/с; II — подтип 11—15 м/с; III — подтип 5—10 м/с.

3. В слое 0—5 м отклонение течений от генерального направления ветра, как правило, не превышает 20—30°. В прибрежной зоне, а иногда и в открытом море под влиянием неоднородности ветрового поля оно может достигать и больших значений (40—50°). Однако различия в скорости течений в пределах рассматриваемой акватории даже в условиях неизменного во времени по скорости и направлению ветра бывают очень значительными. При северном ветре (см. рис.1.8) они изменяются, например, от 10—15 см/с в центральной части до 20—30 см/с у западного берега при ветре 16—20 м/с и от 25 до 75 см/с при северо-восточном ветре той же силы. Зона наиболее интенсивных течений отчетливо выражена вдоль западного побережья также при южных и юго-западных ветрах (рис. 1.12, 1.13). При юго-восточных (см. рис. 1.11 *а*) и северо-западных (см. рис. 1.15 *а*) ветрах зона наиболее интенсивных поверхностных течений смещается к северному и восточному побережью. При северо-западном ветре 16—20 м/с скорости течений в этих районах достигают 30—40 см/с, в то время как у западного берега они не превышают 20—30 см/с. Структура течений поверхностного слоя при ветрах широтного направления — западных (см. рис. 1.14 *а*) и восточных (см. рис. 1.10, 1.11) более однородна, чем при ветрах других направлений. При восточных ветрах почти на всей акватории, включая ее центральные районы, скорости течений составляют 40—50 см/с, а при западных — 50—60 см/с. Исключение представляет Каркинитский залив, где скорости течений несколько меньше. Почти на всех картах-схемах поверхностных течений (см. рис. 1.8 *а* — 1.15 *а*) самые большие их скорости отмечаются в районе Одессы, что обусловлено, по-видимому, малой глубиной моря (6 м) в реперной точке.

Пространственная структура течений придонного слоя (см. рис. 1.8 *б*—1.15 *б*) в отличие от поверхностного характеризуется резко выраженной неоднородностью по скорости и направлению течений. Наименьшие скорости отмечаются в центральной части, где они не превышают 10 см/с. В других районах, однако, они могут достигать весьма больших значений: при северо-восточном ветре 16—20 м/с у западного побережья 20—30 см/с, а при юго-западном — 15—25 см/с. Скорости придонных течений, как правило, меньше поверхностных. Тем не менее в отдельных случаях они могут приближаться к скорости последних или даже превосходить их. В придонном слое следует отметить небольшие по размерам локальные круговороты, возникающие в отдельных районах. На-

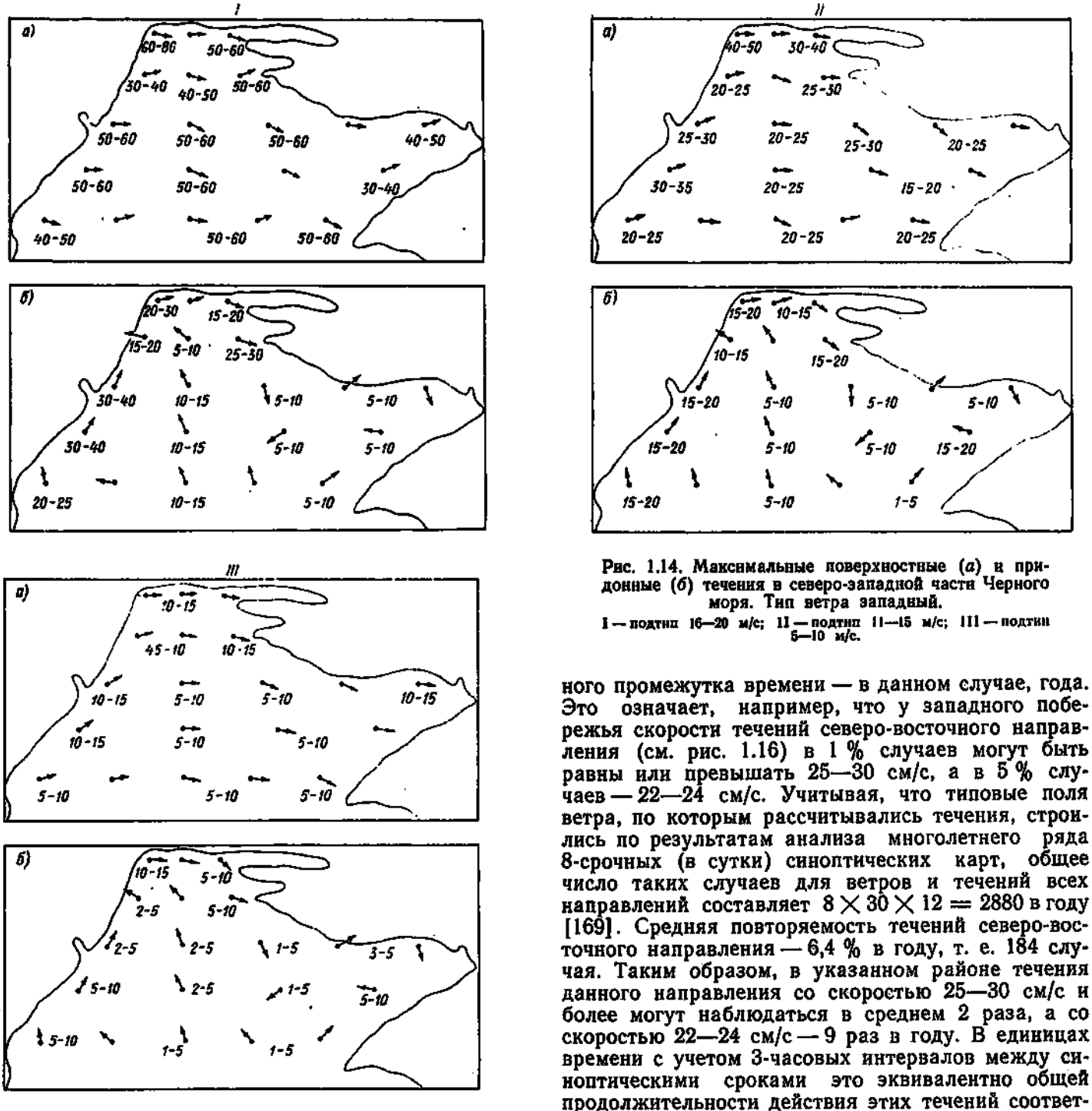


Рис. 1.14. Максимальные поверхностные (*а*) и придонные (*б*) течения в северо-западной части Черного моря. Тип ветра западный.

I — подтип 16—20 м/с; II — подтип 11—15 м/с; III — подтип 5—10 м/с.

пример, при восточных ветрах образуются два циклонических, а при западных — два антициклонических круговорота: в северном районе и Каркинитском заливе. Еще один, третий, круговорот формируется в центральной части акватории — циклонический при восточных и антициклонический — при западных ветрах. Указанные особенности циркуляции вод придонного слоя имеют место и при ветрах других направлений;

4. В режимном плане пространственная структура распределения вероятностных (1 и 5 %-ной обеспеченности) характеристик течений в общих чертах повторяет отмеченные выше особенности их распределения при типовых ветровых ситуациях. Заметим, что обеспеченность — это выраженная в процентах вероятность превышения скорости течений данного направления в пределах определенного промежутка времени — в данном случае, года. Это означает, например, что у западного побережья скорости течений северо-восточного направления (см. рис. 1.16) в 1 % случаев могут быть равны или превышать 25—30 см/с, а в 5 % случаев — 22—24 см/с. Учитывая, что типовые поля ветра, по которым рассчитывались течения, строились по результатам анализа многолетнего ряда 8-срочных (в сутки) синоптических карт, общее число таких случаев для ветров и течений всех направлений составляет $8 \times 30 \times 12 = 2880$ в году [169]. Средняя повторяемость течений северо-восточного направления — 6,4 % в году, т. е. 184 случая. Таким образом, в указанном районе течения данного направления со скоростью 25—30 см/с и более могут наблюдаться в среднем 2 раза, а со скоростью 22—24 см/с — 9 раз в году. В единицах времени с учетом 3-часовых интервалов между синоптическими сроками это эквивалентно общей продолжительности действия этих течений соответственно 6 и 27 ч за весь год. Аналогичные определения с учетом сведений о средней повторяемости течений (см. рис. 1.16) могут быть выполнены для любого района (реперной точки) северо-западной части Черного моря.

Максимальные скорости течения в северо-западном районе получены для постоянного по времени поля ветра, соответствующего типовой синоптической ситуации и поэтому скорости этих течений должны отличаться от максимальных значений, получаемых при реальном изменении ветра во время шторма и приходящихся на момент пика скорости ветра. Кроме того, при нарастании скорости ветра до определенных пределов развитие дрейфовой составляющей скорости течений опережает рост градиентной составляющей, что приводит к увеличению скорости течений в верхнем слое моря. Это

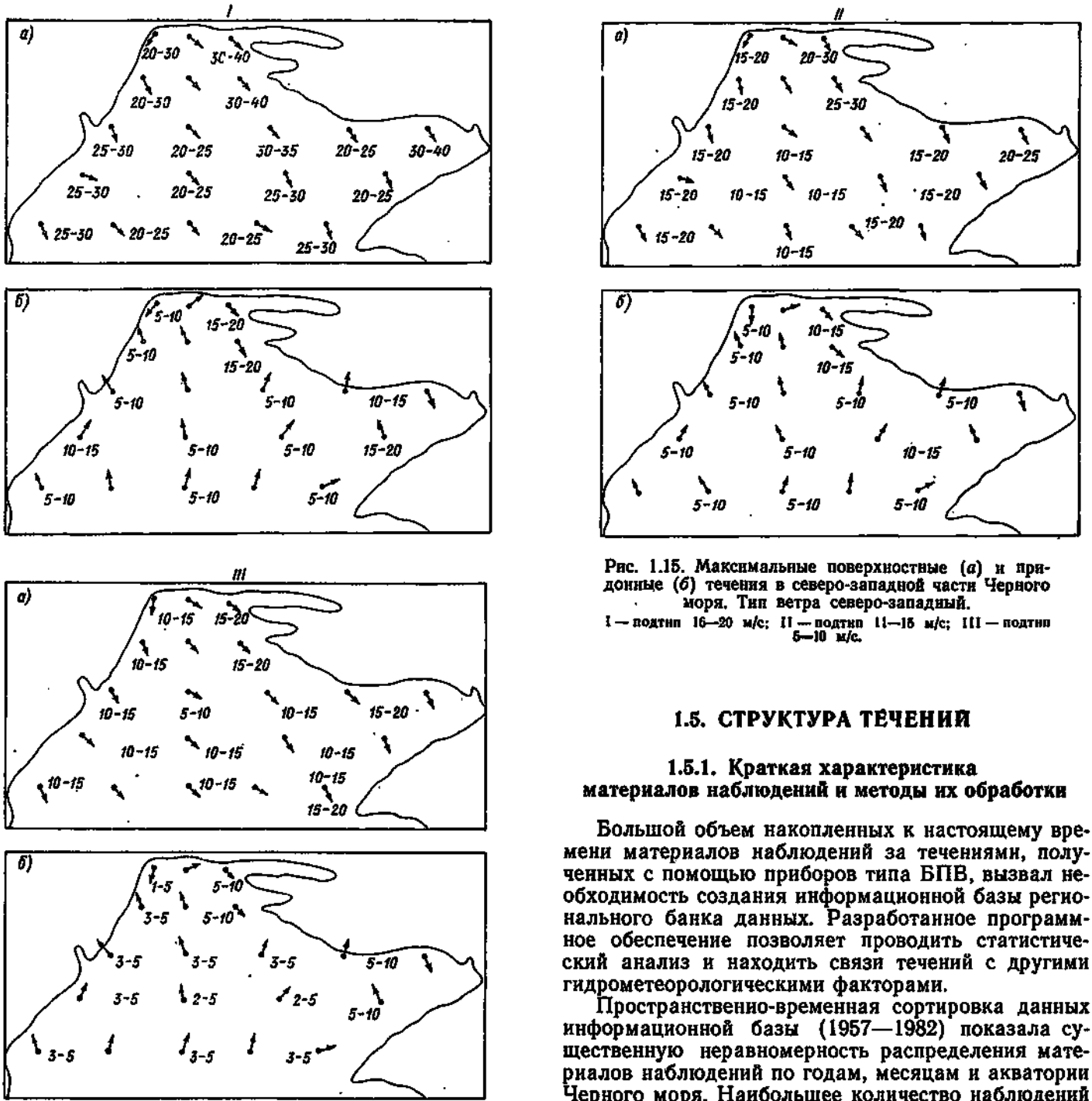


Рис. 1.15. Максимальные поверхностные (*а*) и придонные (*б*) течения в северо-западной части Черного моря. Тип ветра северо-западный.
I — подтип 16—20 м/с; II — подтип 11—15 м/с; III — подтип 5—10 м/с.

относится особенно к центральной части района. Поэтому дальнейшее уточнение результатов возможно при учете изменения ветра во времени внутри типового поля, либо с учетом взаимосвязи синоптических ситуаций. К сожалению, такого рода данными к настоящему времени мы не располагаем.

Другими направлениями возможного уточнения результатов расчетов является расширение расчетной области на глубоководную часть моря, а также учет стратификации вод района в теплое, менее динамически активное время года.

Эти работы должны стать предметом дальнейших исследований. Но и полученные результаты уточняют общее представление о характере циркуляции и течениях северо-западного района Черного моря.

1.5. СТРУКТУРА ТЕЧЕНИЙ

1.5.1. Краткая характеристика материалов наблюдений и методы их обработки

Большой объем накопленных к настоящему времени материалов наблюдений за течениями, полученных с помощью приборов типа БПВ, вызвал необходимость создания информационной базы регионального банка данных. Разработанное программное обеспечение позволяет проводить статистический анализ и находить связи течений с другими гидрометеорологическими факторами.

Пространственно-временная сортировка данных информационной базы (1957—1982) показала существенную неравномерность распределения материалов наблюдений по годам, месяцам и акватории Черного моря. Наибольшее количество наблюдений приходится на 1972—1973 гг. Теплый период представлен гораздо большим количеством данных по сравнению с холодным (соответственно 75 и 25 %). Наиболее изучены северо-западная часть, западное, Крымское и Кавказское побережья. Преобладают автономные буйковые постановки (АБС) с БПВ продолжительностью наблюдений менее 2—5 сут. Из 3500 массивов измерений течений лишь около 150 имеют продолжительность более 10—15 сут.

Тем не менее созданная информационная база данных о течениях в настоящее время является наиболее полной в стране и позволяет получить представления о структуре течений в Черном море.

При обработке и анализе рядов наблюдений за течениями они обычно рассматриваются как реализация векторных случайных процессов [25]. Наиболее полными их характеристиками являются мно-

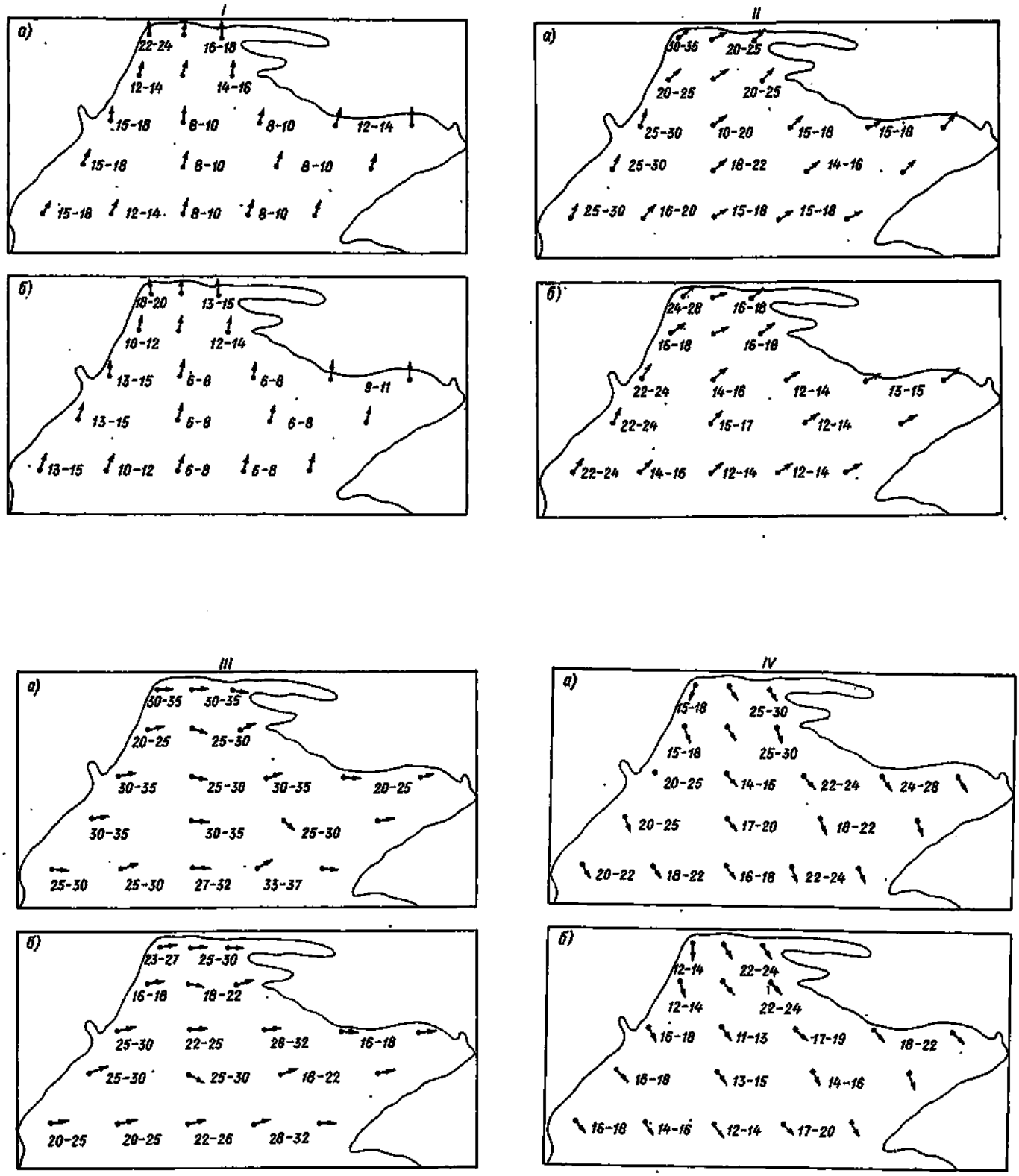


Рис. 1.16. Течения 1 %-ной (*а*) и 5 %-ной (*б*) обеспеченности в северо-западной части Черного моря. Направление течений и его средняя повторяемость за год: I — северное, 2,6 %; II — северо-восточное, 6,4 %; III — восточное, 3,0 %; IV — юго-восточное, 8,3 %; V — южное, 7,6 %; VI — юго-западное, 11,3 %; VII — западное, 3,0 %; VIII — северо-западное, 3,8%.

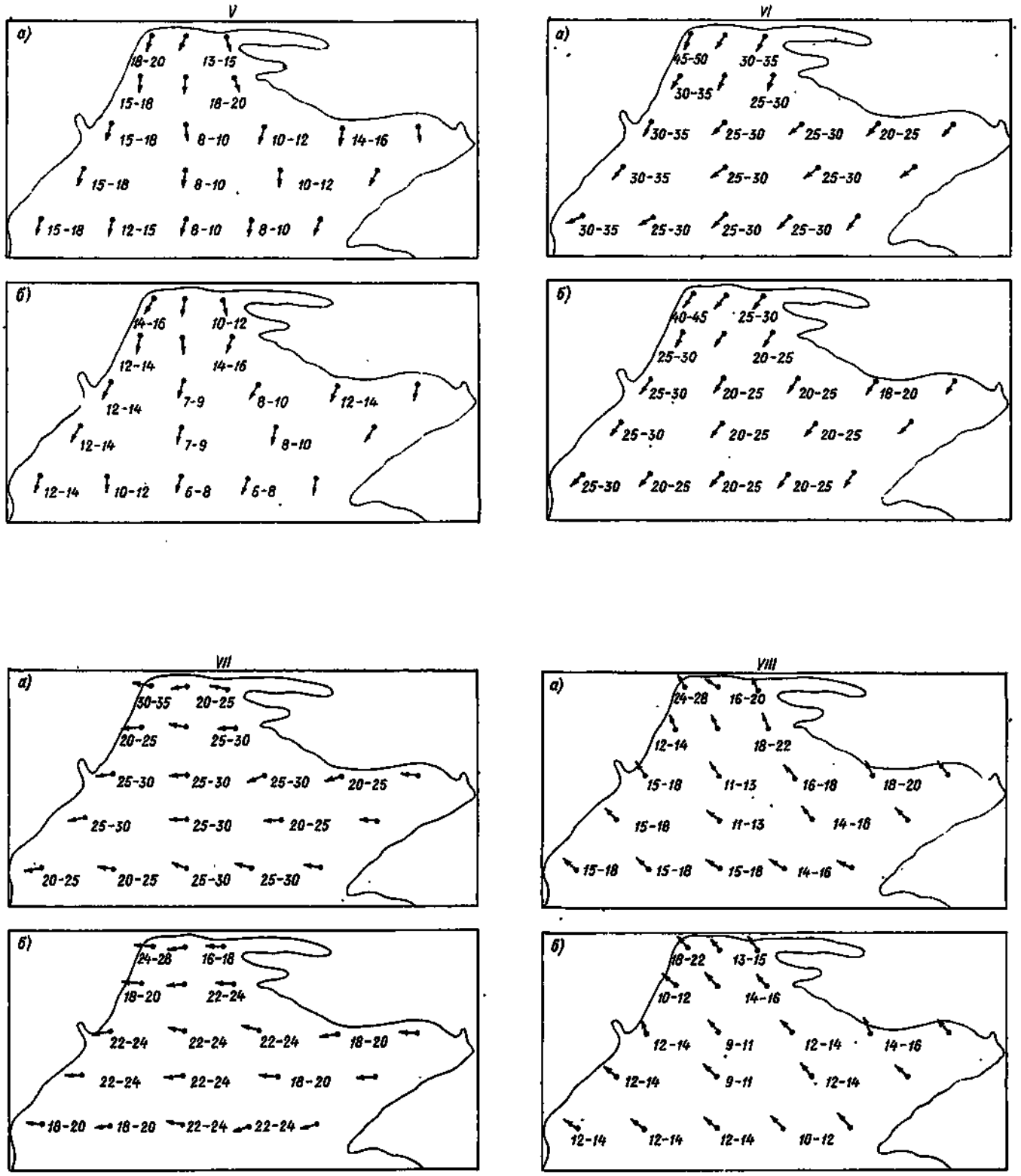


Рис. 1.16. Продолжение.

гомерные законы распределения (плотности распределения), а также функции спектральной плотности энергии колебаний скоростей течений, характеризующие распределение плотности энергии по разномасштабным движениям вод в море.

Так как закон распределения случайной величины не всегда удается точно установить, то приходится использовать числовые характеристики, выражающие отдельные существенные черты распределения. Ставится задача о выборе таких оценок характеристик случайной величины, которые были бы наилучшими в некотором смысле. Существует несколько основных методов нахождения оценок, из которых наиболее важным и общим с теоретической точки зрения является метод максимума правдоподобия Фишера [149]. Получаемые при этом характеристики зависят от вида функции распределения, что приводит к необходимости для каждой аппроксимирующей функции решать свою систему уравнений. Это в значительной степени затрудняет применение данного метода при массовой обработке информации. Поэтому в настоящей работе был применен более простой прием — метод моментов, в котором формулы для их определения принимаются едиными, не зависящими от вида аппроксимирующей функции. Так как при ограниченном объеме выборки точность определения моментов распределения резко падает с ростом порядка моментов, то использовались только те распределения, которые определяются небольшим числом параметров (не более четырех).

При оценке плотности распределения по гистограмме важным является вопрос о количестве и размере интервалов разбиения области возможных значений случайной величины. Существует несколько подходов. Например, рекомендуется интервалы выбирать так, чтобы в каждом из них было не меньше 10 экспериментальных точек [149].

Более правильным решением вопроса об оптимальном группировании экспериментальных данных является выбор групповых интервалов с таким расчетом, чтобы дисперсии оценок распределения были наименьшими. С практической точки зрения всю область возможных значений целесообразно разбивать на равные интервалы. Установлено, что для сохранения более 0,9 объема относительной информации следует выбирать число интервалов не менее 8—10, приняв в качестве оптимального интервала около 60—80 % дисперсии [81].

На практике двумерный вектор скорости течения обычно представляется в виде системы двух случайных величин — компонентов скорости. Исследование вероятностных характеристик скоростей течений в океанографии проводят несколькими методами [25]:

— покомпонентным, когда вектору поставлена в соответствие пара чисел — проекций вектора на декартовы оси;

— комплекснозначным, когда вектору соответствует комплексное число, действительная и мнимая части которого — проекции вектора на декартовы оси;

— вращательных компонентов, основанным на представлении векторных временных рядов суперпозицией круговых колебаний с правой и левой поляризацией;

— векторно-алгебраическим, в котором вектор является евклидовым.

В настоящей работе рассчитывались статистические характеристики ортогональных составляющих скоростей течений. При этом для расчета плотностей распределения (гистограмм) в качестве одного из ортогональных направлений было взято направление преобладающего переноса вод. На наш взгляд, такой подход можно применить при исследовании течений в прибрежной и в тех зонах, где отмечается более или менее устойчивый характер потоков.

Выбор групповых интервалов при этом был выполнен с учетом необходимых требований. С целью получения сравнимых результатов статистической обработки данных были выбраны разные интервалы: 2, 5 и 10 см/с.

Для приближенного аналитического представления плотностей распределения характеристик скоростей течений (ортогональных составляющих и модуля) была применена система кривых распределения Пирсона [25, 81, 149] Уравнения основных (семи) типов кривых распределения по Пирсону и некоторые их характеристики приведены в работе [162].

Спектрально-корреляционные характеристики временных рядов векторов скоростей течений рассчитывались с помощью векторно-алгебраического метода [25]. Поскольку данный метод еще не нашел широкого применения, то представляется целесообразным коротко остановиться на его основных положениях. Рассмотрим их на примере корреляционного и спектрального анализа реализаций скоростей течений, который выполняется относительно декартовых проекций скоростей течений. В океанографии приняты левый базис и левая декартова система координат, оси которой ориентированы в меридиональном и зональном направлениях на север и восток принимаются за положительные.

Корреляционная функция скоростей течений в предположении о стационарности процесса $\mathbf{V}(t)$ представляется тензором $K_v(\tau)$ в форме матрицы:

$$K_v(\tau)=\begin{pmatrix} K_{v_1v_1} & K_{v_1v_2} \\ K_{v_2v_1} & K_{v_2v_2} \end{pmatrix}, \qquad (1.31)$$

где $K_{v_iv_j}(i, j=1, 2)$ —элементы матрицы тензора, представляющие собой корреляционные функции декартовых проекций скоростей течений.

Корреляционный тензор является многомерной инвариантной функцией, содержащей объемную информацию об анализируемом векторном процессе. В наиболее наглядном виде эта информация выявляется через различные инварианты симметричной $C_v(\tau)$ и кососимметричной $A_v(\tau)$ частей тензора $K_v(\tau)$:

$$K_v(\tau)=C_v(\tau)+A_v(\tau), \qquad (1.32)$$

где

$$C_v(\tau)=\begin{pmatrix} K_{v_1v_1} & 0{,}5\,(K_{v_1v_2}+K_{v_2v_1}) \\ 0{,}5\,(K_{v_2v_1}+K_{v_1v_2}) & K_{v_2v_2} \end{pmatrix};$$

$$A_v(\tau)=\begin{pmatrix} 0 & 0{,}5\,(K_{v_1v_2}-K_{v_2v_1}) \\ -0{,}5\,(K_{v_1v_2}-K_{v_2v_1}) & 0 \end{pmatrix}. \qquad (1.33)$$

Линейным или первым инвариантом корреляционного тензора называется функция (где $\overline{M}$ — математическое ожидание):

$$J_1(\tau) = K_{v_1v_1}(\tau) + K_{v_2v_2}(\tau) \Rightarrow \overline{M}\{\mathbf{V}(t)\,\mathbf{V}(t+\tau)\}. \tag{1.34}$$

Эта функция является действительной четной функцией и имеет максимум при $\tau=0$. $J_1(0)$ характеризует дисперсию процесса.

«Индикатором вращения» скоростей течений называется инвариант кососимметричной части корреляционного тензора

$$D(\tau) = K_{v_1v_2}(\tau) - K_{v_2v_1}(\tau) \Rightarrow \overline{M}\{\mathbf{V}(t) \times \mathbf{V}(t+\tau)\}, \tag{1.35}$$

где $\times$ — оператор косого произведения векторов.

Инварианты $J_1(\tau)$ и $D(\tau)$ могут интерпретироваться как корреляционные функции соответственно коллинеарных и ортогональных составляющих изменений скорости течения.

При интерпретации этих функций их абсолютные значения характеризуют интенсивность соответствующих изменений, а знаки — преимущественную направленность этих изменений:

$$J_1(\tau) = \overline{M}\{|\mathbf{V}(t)|\,|\mathbf{V}(t+\tau)|\cos < \mathbf{V}(t),\ \mathbf{V}(t+\tau)\};$$

$$D(\tau) = \overline{M}\{|\mathbf{V}(t)|\,|\mathbf{V}(t+\tau)|\sin < \mathbf{V}(t),\ \mathbf{V}(t+\tau)\}. \tag{1.36}$$

Абсолютное значение $|J_1(\tau)|$ характеризует модуль коллинеарных изменений скорости течения, а знак $J_1(\tau)$ — их направленность: если знак положительный, то взаимосвязь на интервале τ определяется преимущественно однонаправленными составляющими векторов; если знак отрицательный, то — преимущественно противоположно направленными составляющими векторов.

Абсолютное значение «индикатора вращения» $|D(\tau)|$ характеризует модуль ортогональных изменений скорости течения: если $D(\tau)>0$, то это означает, что вектор $\mathbf{V}(t+\tau)$ ориентирован преимущественно вправо относительно вектора $\mathbf{V}(t)$; если $D(\tau)<0$ — то преимущественно влево от $\mathbf{V}(t)$.

Для удобства геометрической интерпретации результатов анализа используется квадратичный инвариант симметричной части тензора $K_v(\tau)$ в следующем виде:

$$J_2(\tau) = K_{v_1v_1}(\tau)\,K_{v_2v_2}(\tau) - 0{,}25\,[K_{v_1v_2}(\tau) + K_{v_2v_1}(\tau)]^2, \tag{1.37}$$

являющийся индикатором формы тензорной кривой (центральной кривой второго порядка) и совпадающий с детерминантом матрицы симметричной части тензора $K_v(\tau)$. При $J_2(\tau)>0$ кривая есть эллипс (или окружность), при $J_2(\tau)<0$ — это гипербола, при $J_2(\tau)=0$ — прямая (изменения реверсивного типа).

Характерные размеры этих кривых второго порядка определяются через инварианты $J_1(\tau)$ и $J_2(\tau)$ в виде:

$$\lambda_{1,2}(\tau) = 0{,}5\{J_1(\tau) \pm [J_1^2(\tau) - 4J_2(\tau)]^{0{,}5}\}. \tag{1.38}$$

Инварианты $\lambda_{1,2}(\tau)$ есть главные или собственные значения симметричной части тензора $K_v(\tau)$. Они являются экстремальными значениями корреляционных функций проекций скоростей течений по ортогональным направлениям и могут интерпретироваться как большая и малая оси центральной кривой второго порядка. Эта кривая может быть эллипсом ($\lambda_1>0, \lambda_2>0$), окружностью ($\lambda_1=\lambda_2>0$), гиперболой ($\lambda_1>0$, $\lambda_2<0$) отрезком прямой ($\lambda_1>0$, $\lambda_2=0$) и, наконец, точкой ($\lambda_1=\lambda_2=0$).

Инварианты λ_1 и λ_2 связаны с линейным и квадратичным инвариантами следующими соотношениями:

$$J_1 = \lambda_1 + \lambda_2;\quad J_2 = \lambda_1\lambda_2. \tag{1.39}$$

Ориентация большой оси $\lambda_1(\tau)$ относительно исходной системы координат определяется углом (не инвариантной величиной):

$$\tilde{\alpha}(\tau) = \operatorname{arctg}\{[K_{v_1v_2}(\tau) + K_{v_2v_1}(\tau)]/[K_{v_1v_1}(\tau) - K_{v_2v_2}(\tau)]\}. \tag{1.40}$$

Спектральная плотность скоростей течений является преобразованием Фурье корреляционной функции $K_v(\tau)$:

$$S_v(\omega) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty} e^{-i\omega t} K_v(\tau)\,d\tau \tag{1.41}$$

и характеризует распределение энергии по частотам направленных колебаний скоростей течений, дает представление о количественной мере интенсивности этих колебаний и их ориентации в заданной системе координат. Относительно декартовых координат она имеет следующий вид:

$$S_v(\omega) = \begin{pmatrix} S_{v_1v_1}, & S_{v_2v_2} \\ S_{v_2v_1}, & S_{v_2v_2} \end{pmatrix}, \tag{1.42}$$

где

$$S_{v_1v_1} = C_{v_1v_2} - iQ_{v_1v_2};\quad S_{v_2v_1} = C_{v_2v_1} - iQ_{v_2v_1};$$
$$C_{v_1v_2} = C_{v_2v_1};\quad Q_{v_1v_2} = -Q_{v_2v_1}. \tag{1.43}$$

Здесь $S_{v_1v_1}$, $S_{v_2v_2}$ — автоспектры; $C_{v_1v_2}, C_{v_2v_1}$ — коспектры; $Q_{v_1v_2}$, $Q_{v_2v_1}$ — взаимные спектры проекций скоростей течений на ортогональные оси координат.

Поскольку в общем случае $K_v(\tau)$ всегда действительная функция, не обладающая свойством четности, то $S_v(\omega)$ есть комплексная функция, не являющаяся четной.

Представим спектральный тензор $S_v(\omega)$ аналогично (1.32) в виде суммы симметричной $C_v(\omega)$ и кососимметричной $A_v(\omega)$ частей

$$S_v(\omega) = C_v(\omega) + A_v(\omega). \tag{1.44}$$

Относительно декартовых проекций симметричная и кососимметричная части тензора (1.44) с учетом (1.33) и (1.43) определяются матрицами вида

$$C_v(\omega) = \begin{pmatrix} S_{v_1v_1}, & C_{v_1v_2} \\ C_{v_1v_2}, & S_{v_2v_2} \end{pmatrix};$$
$$A_v(\omega) = \begin{pmatrix} 0, & -iQ_{v_1v_2} \\ iQ_{v_1v_2}, & 0 \end{pmatrix}. \tag{1.45}$$

Симметричная и кососимметричная части тензора $S_v(\omega)$ являются преобразованием Фурье тензор-функций $C_v(\tau)$ и $A_v(\tau)$ соответственно. Так как симметричная корреляционная тензор-функция $C_v(\tau)$ есть действительная и четная, то ее преобразование Фурье можно записать в виде

$$C_v(\omega) = \frac{1}{\pi}\int_0^{\infty} C_v(\tau)\cos\omega\tau\,d\tau, \tag{1.46}$$

т. е. $C_v(\omega)$ тоже действительная и четная функция.

Поскольку кососимметричная корреляционная тензор-функция $A_v(\tau)$ является действительной и нечетной, то ее преобразование Фурье можно записать в виде

$$A_v(\omega) = -\frac{i}{\pi}\int_0^\infty A_v(\tau)\sin\omega\tau\, d\tau, \qquad (1.47)$$

т. е. $A_v(\omega)$ — мнимая и нечетная функция.

Рассмотрим свойства тензора $S_v(\omega)$ через его инварианты.

Линейным или первым инвариантом тензора спектральной плотности называется функция

$$J_1(\omega) = S_{v_1v_1}(\omega) + S_{v_2v_2}(\omega). \qquad (1.48)$$

Линейный инвариант (1.48) как скалярная величина характеризует распределение модуля интенсивности изменений скорости течения в частотной области.

Индикатор вращения $D(\omega)$ имеет вид

$$D(\omega) = S_{v_1v_2} - S_{v_2v_1} = -2iQ_{v_1v_2} \qquad (1.49)$$

и характеризует распределение ортогональных составляющих изменений скоростей течений в частотной области, причем $|D(\omega|$ описывает модуль этих изменений, знак — направление вращения.

При геометрической интерпретации результатов анализа используется квадратичный инвариант симметричной части тензора $S_v(\omega)$ в виде

$$J_2(\omega) = S_{v_1v_1}(\omega)\cdot S_{v_2v_2}(\omega) - C^2_{v_1v_2}(\omega). \qquad (1.50)$$

Этот инвариант является индикатором формы тензорной кривой. При каждом фиксированном значении аргумента тензору $S_v(\omega)$ может соответствовать только эллипс (окружность или отрезок прямой), но не гипербола.

Характерные размеры $\lambda_{1,2}(\omega)$ тензорной кривой определяются по соотношению вида (1.39). Инварианты $\lambda_{1,2}(\omega)$ — главные или собственные значения симметричной части тензора $S_v(\omega)$; они являются экстремальными значениями спектральных плотностей проекций скоростей течений по ортогональным направлениям. С помощью их можно вычислить значения спектральных плотностей проекций скоростей течений на любое заданное направление $\bar{\theta}$ по формуле

$$S(\omega, \bar{\theta}) = \lambda_1(\omega)\cos^2\bar{\theta} + \lambda_2(\omega)\sin^2\bar{\theta}. \qquad (1.51)$$

Ориентация большой оси $\lambda_1(\omega)$ относительно исходной системы координат определяется углом (не инвариантной величиной)

$$\bar{\alpha}(\omega) = \{\operatorname{arctg}[2C_{v_1v_2}(\omega)/(S_{v_1v_1}(\omega) - S_{v_2v_2}(\omega))]\}/2. \qquad (1.52)$$

Предварительная обработка временных рядов скоростей течений заключалась в проверке их на грубые выбросы, высокочастотной фильтрации и оценке низкочастотного тренда [25].

Методом высокочастотной фильтрации достигается исключение случайных ошибок, влияющих на оценку математического ожидания (искажение вида тренда), на оценку дисперсии процесса (завышение ее), на вид оценки спектральной плотности (в противном случае она будет представлять собой сумму спектра процесса со спектром «белого шума»). Так как при измерениях скоростей течений с помощью приборов типа БПВ основная часть случайных ошибок измерений приходится на информацию о направлении течения, то принято целесообразным отфильтровывать временные ряды модуля и направления скорости раздельно. При этом массив значений направления скорости течения преобразуется в две реализации

$$(e_1)_i = \cos\alpha_i; \quad (e_2)_i = \sin\alpha_i,$$

каждая из которых фильтруется по формуле

$$\tilde{\chi}_i = \sum_{j=-2}^{2}\tilde{\beta}_j x_{j+i}, \qquad (1.53)$$

где $\tilde{\beta}_j$ — весовые коэффициенты.

Исходя из того, что при интервалах дискретности 15—60 мин в спектрах натурных данных отсутствуют энергонесущие зоны с частотами, соответствующими периодам менее 2—3 ч, ядро сглаживания было взято пятиточечным при весовых коэффициентах

$$\tilde{\beta}_{\pm 2} = 0{,}05; \quad \tilde{\beta}_{\pm 1} = 0{,}23; \quad \tilde{\beta}_0 = 0{,}44. \qquad (1.54)$$

По сглаженным значениям $(\tilde{e}_1)_i$ и $(\tilde{e}_2)_i$ указанных реализаций восстанавливается массив отфильтрованных значений направления скорости течения с помощью формулы

$$\tilde{\alpha}_i = \operatorname{arctg}(\tilde{e}_2)_i/(\tilde{e}_1)_i. \qquad (1.55)$$

Массив значений модуля скорости $|V|_i$ фильтруется также [по формуле (1.53) с коэффициентами (1.54)].

Низкочастотная фильтрация осуществлялась с помощью косинус-фильтра:

$$\tilde{h}(\tau) = \begin{cases} 1 + \cos\left(2\pi\tau/\tilde{L}\right), & -\tilde{L}/2 \leqslant \tau \leqslant \tilde{L}/2; \\ 0, & |\tau| > \tilde{L}/2, \end{cases} \qquad (1.56)$$

где $\tilde{L}$ — параметр фильтра; τ — время.

В работе [25] на основе общей теории вероятностных характеристик случайных процессов были сформулированы принципы выбора основных параметров эмпирического корреляционного и спектрального анализа данных измерений течений. В частности, установлено, что при отфильтрованных низкочастотных составляющих смещением оценок можно пренебречь при длинах реализаций, превышающих более чем в 3 раза период оставленного после фильтрации компонента. С увеличением сдвига τ достоверность оценок при заданной длине реализаций T уменьшается. Было показано, что выбор весовой функции $\eta(\tau)$ при вычислении спектральной плотности практически не влияет на вид графика смещения $\varepsilon_{J_1^*}(\omega)$ оценки $J_1^*(\omega)$; определяющим параметром здесь является τ_{max}: увеличивая τ_{max}, можно сделать это смещение сколь угодно малым. Например, им можно заведомо пренебречь при $\tau_{max} \sim 10$—$20\ 2\pi/\omega_0$ (здесь ω_0 — частота исследуемого пика спектральной плотности). С увеличением τ_{max} значения дисперсии оценки линейного инварианта спектральной плотности $\tilde{D}_{J_1^*}(\omega)$ увеличиваются

$$\tilde{D}_{J_1^*}(\omega) = \tau_{max}/[TJ_1^2(\omega)\,G], \qquad (1.57)$$

где G — числовой коэффициент, зависящий от выбранной весовой функции. При

$$\eta(\tau)=\begin{cases}0{,}54+0{,}46\cos(\pi\tau/\tau_{max}), & 0<\tau<\tau_{max};\\ 0, & \tau\geqslant\tau_{max},\end{cases} \tag{1.58}$$

$G=0{,}8$.

Наиболее распространенным способом определения достоверности оценок спектра является аппроксимация распределения этих оценок $\tilde{\chi}^2_f$ — распределением с числом степеней свободы

$$f=2T/(\tau_{max}G).$$

При изменении τ_{max} меняется и положение случайных пиков. Чем больше τ_{max}, тем меньше период флюктуаций оценок спектра. Отсюда вытекает одна из основных рекомендаций эмпирического спектрального анализа — вычислять оценку спектра по крайней мере при двух усечениях корреллограммы, при этом случайные пики на графиках $J_1^*(\omega)$ изменят свое положение, а неслучайные останутся неизменными.

Данную рекомендацию следует дополнить еще одной — это обеспечение разрешающей способности спектрального анализа. От выбора τ_{max} зависит ширина полосы частот $\Delta\omega_\rho$ неразличимости спектра, определяемая обычно по формуле [25]

$$\Delta\omega_\rho\approx(2\tau_{max}G)^{-1}.$$

Эта формула является приближенной, так как не учитывает интервал корреляции между оценками спектра. Поскольку спектр скоростей течений в большинстве случаев имеет два и более пиков, возникает необходимость разделить их при спектральном анализе. Для надежного разделения таких пиков необходимо иметь между ними не менее четырех значений, отстоящих друг от друга на величину $\Delta\omega=\pi/\tau_{max}$. При двухпиковом спектре с максимумами на частотах ω_1 и ω_2 параметр τ_{max} должен удовлетворять [25] неравенству

$$\tau_{max}>G\pi|\omega_2-\omega_1|^{-1}.$$

Статистические свойства оценок $\lambda^*_{1,2}(\tau)$ и $\lambda^*_{1,2}(\omega)$ аналогичны свойствам оценок корреляционных функций и спектральных плотностей проекций скоростей течений на декартовы оси.

1.5.2. Спектрально-корреляционный анализ

Исследованию структуры и генезиса морских течений с помощью спектрально-корреляционных характеристик в настоящее время уделяется большое внимание, так как с помощью данного подхода открывается, в частности, перспектива для моделирования морских течений в вероятностной форме.

В настоящем разделе приводятся результаты спектрально-корреляционного анализа свыше 100 реализаций наблюдений за течениями, выполненных в различных по условиям морфометрии дна и берегов районах Черного моря. Исследовались корреляционные и спектральные характеристики вектора скорости течения с периодом колебаний менее 72 ч (реализации продолжительностью, как правило, не менее 10 сут) по методике, изложенной в п. 1.5.1. Дискретность всех реализаций (за исключением некоторых коротких рядов) была принята одинаковой и равной 1 ч. Таким образом, исследовались временны́е характеристики колебаний в поле скоростей течений в диапазоне от 2 до 72 ч. В данном временно́м диапазоне следует ожидать проявления колебаний синоптического, бризового, приливного, а также сейшевого происхождения. Как правило, выборочные оценки пиков спектров не выходили за 95 %-ный доверительный интервал [56].

Остановимся более подробно на анализе корреляционных и спектральных характеристик скорости течения на некоторых АБС, расположенных в различных районах моря. Для этой цели выбраны наиболее часто встречающиеся типы этих характеристик. В табл. 1.3 и на рис. 1.17—1.21 представлены результаты расчета векторно-алгебраическим способом вероятностных характеристик скорости течения по измерениям семи БПВ на АБС в открытой (центральной) части Черного моря с глубинами свыше 2000 м в августе — сентябре 1974 г. Длительность наблюдений — около 13 сут, дискретность — 15 мин.

В части *Б* табл. 1.3 приведены спектральные характеристики течений на частотах, соответствующих периодам T_i значимых гармоник в поле скоростей течений.

В период наблюдений отмечался относительно стабильный средний перенос вод на всех горизонтах: дисперсия $J_1(0)\approx360...380$ см^2/с^2, ориентация продольной оси тензорной корреляционной кривой $\bar{\alpha}(0)\approx170°$. Графики инвариантов $J_1(\tau)$, $D(\tau)$, $\lambda_{1,2}(\tau)$ и $\bar{\alpha}(\tau)$ для этих горизонтов имеют вид сильно осциллирующих кривых. Причем эти кривые на каждом горизонте почти не отличаются от своих аналогов на других горизонтах. Некоторое отличие этих кривых для горизонта 25 м следует объяснить в первую очередь незначительной длиной реализации и, следовательно, малым значением сдвига τ_{max}. Качественное подобие графиков этих инвариантов наводит на мысль о том, что вся рассматриваемая толща вод была охвачена движением, обусловленным одним и тем же источником. Из анализа построенных корреллограмм также следует, что одно из основных колебаний в поле скорости течения приходится на период $T\approx4{,}5$ ч.

Следует отметить, что функции $\lambda_{1,2}(\tau)$, изменяясь почти синфазно, имеют при этом разные знаки, причем функция $\lambda_1(\tau)$ почти для всех значений τ положительная, а фуикция $\lambda_2(\tau)$ — отрицательная. Вследствие этого максимальным значениям $\lambda_1(\tau)$ соответствуют сравнительно малые (по модулю) значения $\lambda_2(\tau)$. Поэтому для тех участков оси τ, где выполняется условие $\lambda_2(\tau)\gtrless0$, тензорная корреляционная кривая будет вырождаться в отрезок прямой.

Поскольку ориентация осей $\lambda_{1,2}(\tau)$ меняется в значительных пределах (направление осей часто меняется местами), то корреляционный анализ целесообразнее проводить не по этим корреллограммам, а по коррелограмме $J_1(\tau)$.

Отношение $\varkappa(\tau)$ главных осей тензорной кривой $[\lambda_2(\tau)/\lambda_1(\tau)]$ условно называют показателем анизотропности колебаний скорости течения, а безразмерный коэффициент $r_y=[J_1(0)]^{0,5}/|m_v|$ — показателем устойчивости среднего движения вод [25].

Как следует из анализа табл. 1.3, показатель анизотропности $\varkappa(0)$ мало меняется с глубиной: на горизонте 25 м он равен 0,11, а на горизонте 1000 м — 0,13. Что касается показателя устойчи-

Таблица 1.3

Вероятностные характеристики скорости течения по измерениям в открытой (центральной) части Черного моря

z м	Дисперсия процесса $\tau=0$			Инерционные колебания скорости течения, $\omega=0{,}3533$ рад/ч			
	J_1 см²/с²	λ_2/λ_1	$\hat{\alpha}°$	$J_1(\omega)$ (см²/с²)·ч	$D(\omega)$ (см²/с²)·ч	λ_2/λ_1	$\hat{\alpha}(\omega)°$
				А			
25	376,7	38,9/338	171,1	22,83	—6,69	5,01/17,8	176,2
50	359,1	39,5/320	169,6	14,48	1,65	2,73/11,8	170,5
75	360,9	39,7/321	169,2	13,66	1,72	2,97/10,7	167,6
200	362,2	40,6/322	168,8	9,87	2,04	3,07/6,80	163,5
400	363,2	42,8/320	169,0	10,33	1,99	2,98/7,36	156,8
700	364,3	42,9/321	169,0	10,29	1,50	3,06/7,23	157,3
1000	364,8	43,0/322	169,0	10,53	2,08	2,87/7,67	156,4
z м	$J_1(\omega)$ (см²/с²)·ч	$D(\omega)$ (см²/с²)·ч	λ_2/λ_1	$\hat{\alpha}(\omega)°$	$J_1(\omega)$ (см²/с²)·ч	$D(\omega)$ (см²/с²)·ч	λ_2/λ_1	$\hat{\alpha}(\omega)°$
				Б				
25					$T_2=4{,}00\ (5{,}33)$ ч			
					118,3	32,7	6,61/112	17/69
		$T_1=8{,}67$ ч				$T_2=4{,}32$ ч		
	84,07	—42,54	12,2/71,8	168,2	292,2	65,74	9,50/283	172,5
50		$T_3=3{,}03$ ч				$T_4=2{,}26$ ч		
	95,11	—28,15	7,75/87,4	167,9	116,6	56,79	21,13/95,4	157,7
		$T_1=8{,}67$ ч				$T_2=4{,}32$ ч		
	80,27	—40,10	11,3/69,0	167,5	287,5	74,70	10,8/277	172,3
75		$T_3=3{,}03$ ч				$T_4=2{,}26$ ч		
	108,3	—35,84	7,78/100,5	167,7	110,7	48,44	17,7/93,0	157,4
		$T_1=8{,}50$ ч				$T_2=4{,}53$ ч		
	91,96	—43,80	12,0/79,9	166,4	408,2	115,8	12,1/396	170,9
200		$T_3=2{,}96$ ч				$T_4=2{,}26$ ч		
	145,7	—46,78	8,52/137	167,2	132,7	59,40	19,1/114	156,1
		$T_1=8{,}50$ ч				$T_2=4{,}53$ ч		
	94,98	—42,52	11,2/83,8	167,3	404,8	120,7	12,8/392	171,0
400		$T_3=2{,}96$ ч				$T_4=2{,}26$ ч		
	160,5	—49,92	8,43/152	167,9	122,6	53,57	17,5/105	155,6
		$T_1=8{,}50$ ч				$T_2=4{,}53$ ч		
	95,00	—42,64	11,2/83,8	167,2	404,8	121,1	12,8/392	171,0
700		$T_3=2{,}96$ ч				$T_4=2{,}26$ ч		
	160,6	—49,66	8,44/152	167,9	122,9	53,27	17,5/105	155,6
		$T_1=8{,}50$ ч				$T_2=4{,}53$ ч		
	94,91	—42,87	11,3/83,6	167,2	406,3	120,9	12,8/394	171,0
1000		$T_3=2{,}96$ ч				$T_4=2{,}26$ ч		
	158,4	—49,44	8,46/150	167,7	123,8	52,66	17,6/106	155,6

вости среднего движения вод, то на горизонте 25 м $r_y = 0{,}78$, а на горизонте 1000 м $r_y = 0{,}61$. Для сравнения укажем, что в открытых районах Мирового океана модуль среднего квадратического изменения скорости течения, как правило, превышает модуль средней скорости течения, т. е. $r_y > 1$ [25].

Спектральный анализ наблюдений показал, что изменчивость скорости течения имеет полициклический характер и определяется главным образом суперпозицией четырех колебательных движений (цикличностей,) имеющих довольно сложное происхождение. Периоды этих цикличностей следующие: 4,00 ч (горизонт 25 м), 2,26; 3,03; 4,32; 8,67 ч (горизонты 50 и 75 м) и 2,26; 2,96; 4,53; 8,50 ч (горизонты 200, 400, 700 и 1000 м). Как видим, периоды выявленных цикличностей практически не меняются с глубиной. Незначительное их отличие друг от друга, а также тот факт, что для горизонта 25 м была выявлена всего лишь одна цикличность, объясняются прежде всего точностью расчета.

На графиках инварианта $J_1(\omega)$ наиболее значим второй пик ($T \approx 4{,}3 \ldots 4{,}5$ ч), энергия колебаний ко-

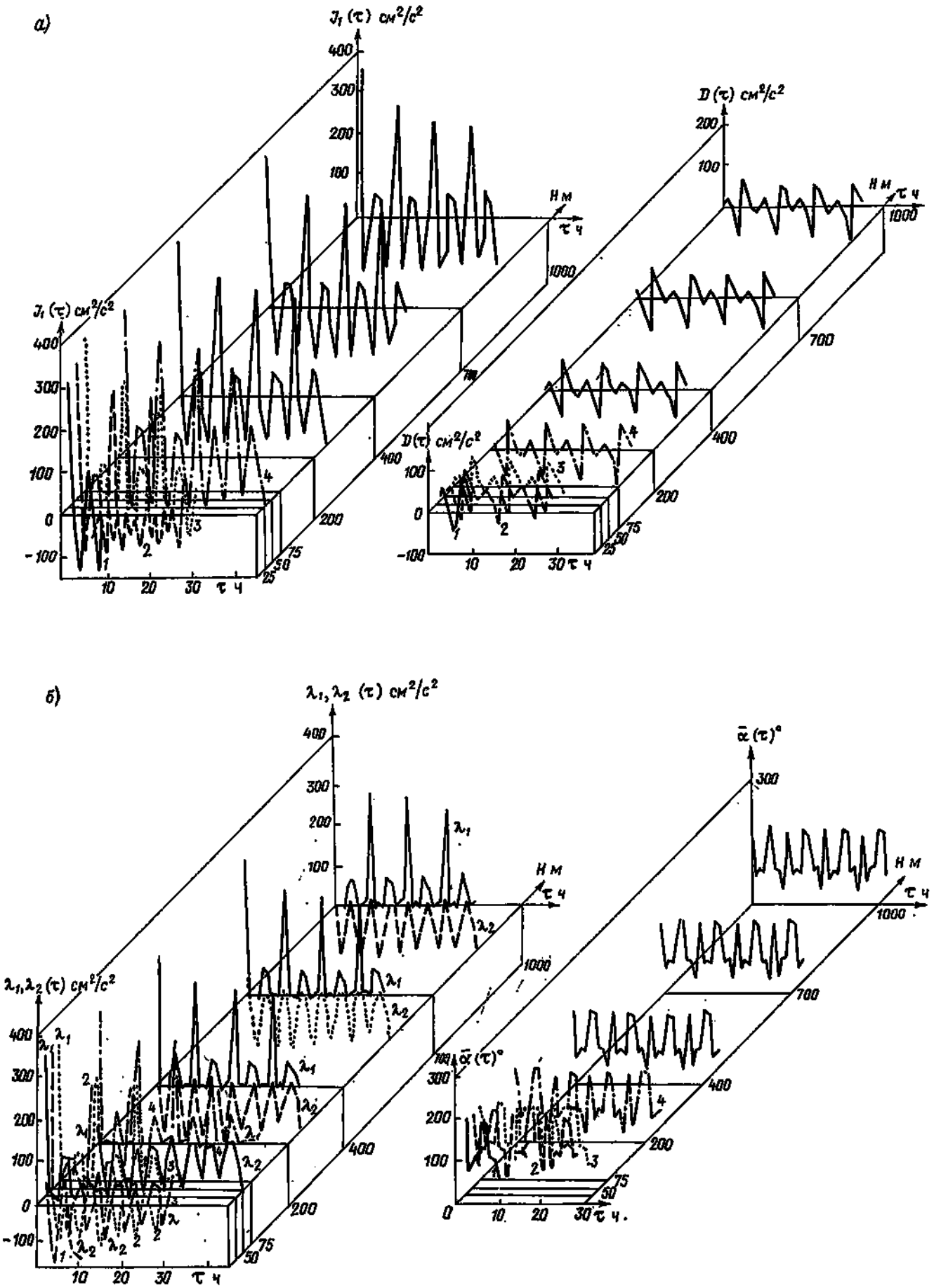


Рис. 1.17. Инварианты корреляционного тензора $J_1(\tau)$, $D(\tau)$ (*а*), $\lambda_1(\tau)$, $\lambda_2(\tau)$ (*б*) и азимут большой оси $\lambda_1(\tau)$ тензорной кривой $\bar{\alpha}(\tau)$ (*в*) по данным измерений в центральной части Черного моря.
1 — 25; *2* — 50; *3* — 75; *4* — 200 м.

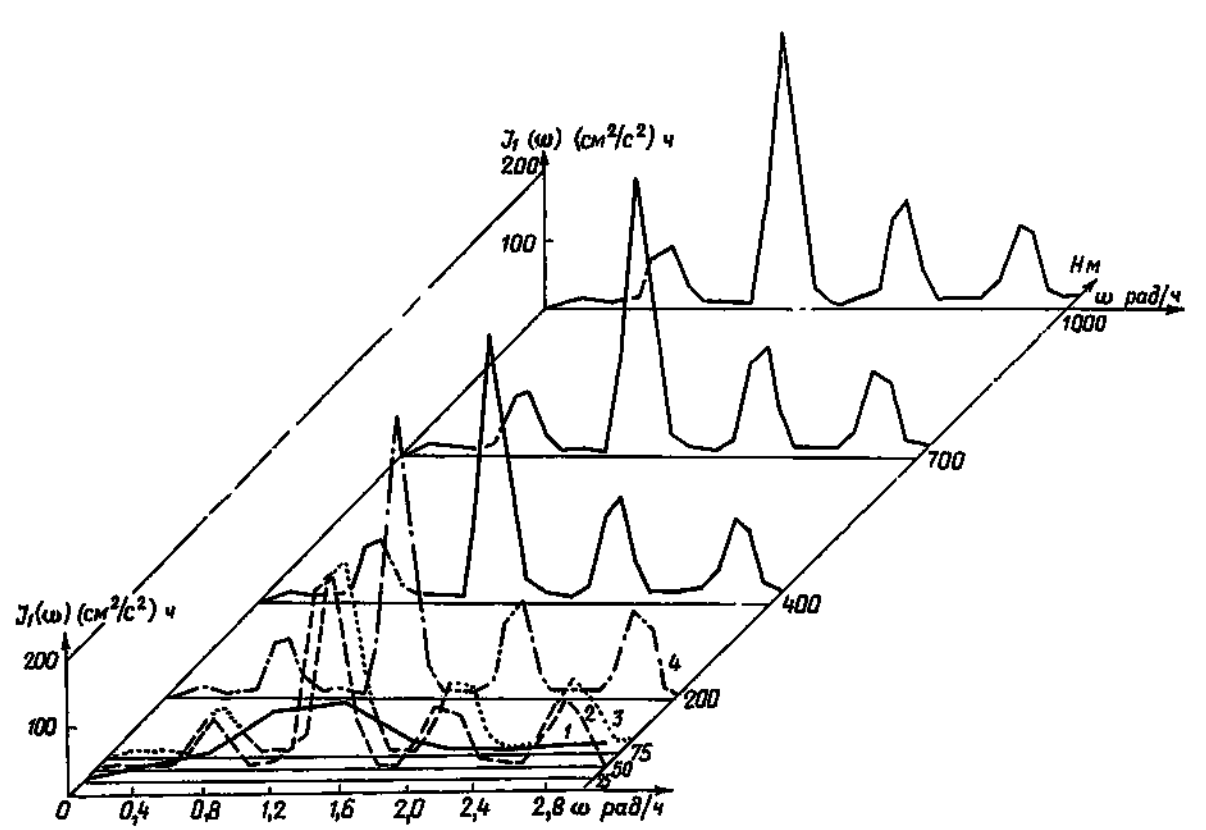


Рис. 1.18. Линейный инвариант спектрального тензора $J_1(\omega)$ по данным измерений в центральной части Черного моря.

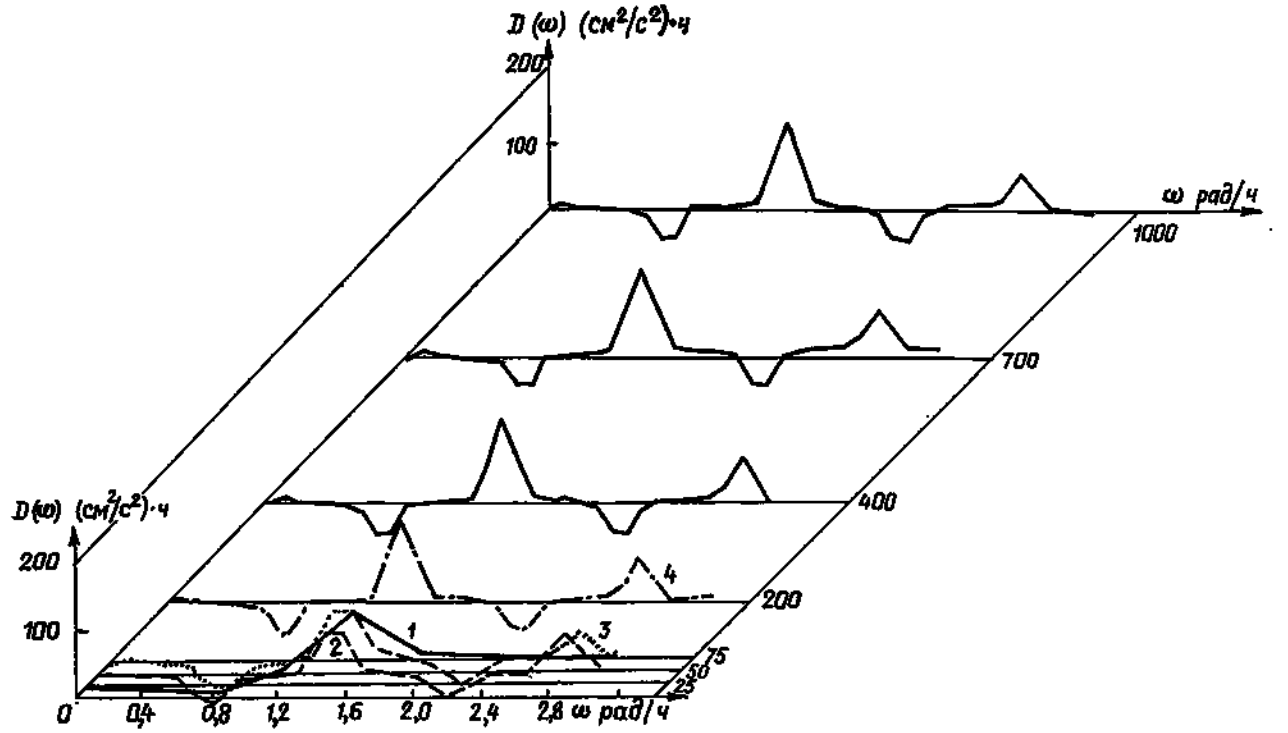


Рис. 1.19. «Индикатор вращения» $D(\omega)$ по данным измерений в центральной части Черного моря.

торого в 2—4 раза выше энергии остальных значимых колебаний. Значения $J_1(\omega)$ сравнительно быстро растут с глубиной в верхней толще вод: если на горизонте 25 м $J_1(\omega)=118$, то уже на горизонте 75 м $J_1(\omega)=287{,}5$ $(см^2/с^2)\cdot ч$, но, начиная с глубины 200 м, значения $J_1(\omega)$ почти не меняются $[J_1(\omega)\approx 400\ (см^2/с^2)\cdot ч]$.

Информацию о структуре течений дополняют графики инвариантов $\lambda_{1,2}(\omega)$, а также ориентация больших осей $\tilde{\alpha}(\omega)$ характеристических эллипсов симметричной части тензора спектральной плотности скоростей течений. Анализ графиков $\lambda_{1,2}(\omega)$ показал, что для всех выявленных цикличностей показатель анизотропности $\lambda_2(\omega)/\lambda_1(\omega)\approx 0{,}033...$

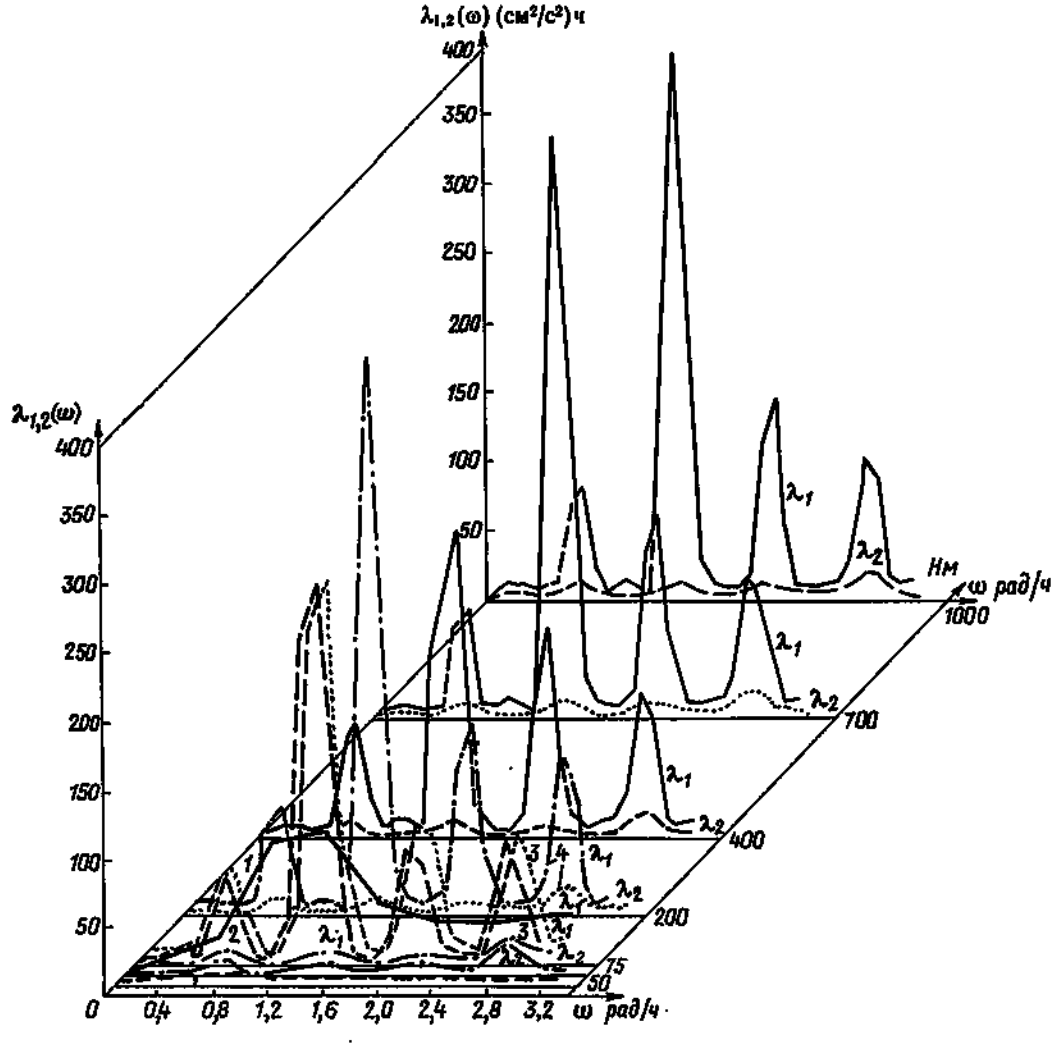


Рис. 1.20. Спектральные плотности проекций скоростей течения $\lambda_{1,2}(\omega)$ на главные оси тензорного эллипса по данным измерений в центральной части Черного моря.

Что касается природы обнаруженных цикличностей, то анализ инварианта $D(\omega)$, в частности, показал весьма четкую смену знака преимущественного направления вращения вектора скорости течения на всех горизонтах. Такая смена знака происходила дважды. Напомним, что при $D(\omega)>0$ вращение вектора скорости течения происходит по часовой стрелке и наоборот. С помощью этого инварианта установлено, что для всей анализируемой толщи вод вращение вектора скорости течения на частотах, соответствующих первому и третьему пикам, осуществлялось против часовой стрелки, а на частотах, соответствующих второму и четвертому пикам — по часовой стрелке. Следует также отметить, что в целом интенсивность ортогональных изменений вектора скорости течения на этих частотах была в 2—4 раза меньше интенсивности их коллинеарных изменений (см. табл. 1.3).

0,170. Это указывает на реверсивный характер изменений вектора скорости течения на частотах этих цикличностей.

Рассмотрим ориентацию $\tilde{\alpha}(\omega)$ больших осей $\lambda_1(\omega)$ тензорных эллипсоидов (см. табл. 1.3). Для первого пика $\tilde{\alpha}(\omega)\approx 166—168°$, для второго — $\tilde{\alpha}(\omega)\approx 171...\ 172°$, для третьего — $\tilde{\alpha}(\omega)\approx 156...\ 158°$ и, наконец, для четвертого — $\tilde{\alpha}(\omega)\approx 167...\ 168°$. Таким образом, можно заключить, что ориентация $\tilde{\alpha}(\omega)$ больших осей $\lambda_1(\omega)$ тензорных эллипсоидов как для каждого пика в отдельности, так и для всех пиков вместе практически не меняется с глубиной и имеет почти меридиональное направление.

Характерно, что по результатам наблюдений за течениями, выполненных почти синхронно с вышеописанной АБС, на трех других АБС, расположенных примерно на одинаковом расстоянии друг от друга по 34°01′ в. д. (с широтами соответственно

42°30′, 43°16′ и 43°59′), установлены аналогичные особенности структуры течений. Учитывая довольно значительное расстояние между этими АБС, можно сделать вывод, что отмеченные выше особенности поля скоростей течений были характерными для весьма обширной акватории центральной части Черного моря. Более того, повторные наблюдения за течениями, выполненные в этом районе в августе 1975 г., подтвердили выявленные ранее особенности структуры течений. Отметим также, что инерционные колебания при этом не были обнаружены.

На рис. 1.22—1.23 и в табл. 1.4 приведены результаты расчета корреляционных и спектральных характеристик скорости течения по данным синхронных измерений, выполненных НИС «Яков Гаккель» в июле 1976 г. в северо-западной части моря на разрезе м. Сфынтул-Георге — м. Тарханкут. Продолжительность наблюдений составила несколько суток, дискретность — 15 мин. С целью получения лучшей разрешающей способности в области инерционной частоты (ввиду малой продолжительности наблюдений) высокочастотная фильтрация исходных рядов наблюдений не проводилась. Колебания, период которых $T>20$ ч, были предварительно отфильтрованы.

Как следует из анализа табл. 1.4 и рис. 1.22 для АБС-1 средний перенос $|m_v|<10$ см/с, а его направление (азимут) в интервале 45—60°, значения дисперсии в поверхностном слое в 2—3 раза выше, чем в остальной толще вод. Ориентация большой оси тензорной корреляционной кривой $\bar{\alpha}(0)$ на горизонте 10 м близка к направлению среднего переноса. Однако с глубиной азимут этой оси резко изменяется: с 28,7° на горизонте 10 м до 168,0° на горизонте 20 м и 105,1° на горизонте 38 м.

Графики $J_1(\tau)$ на всех трех горизонтах имеют вид слабо флюктуирующей синусоидальной кривой. Амплитуда этих флюктуаций сильно уменьшается с глубиной. До значений $\tau \approx 3{,}0\ldots 4{,}0$ ч связь последовательных значений скоростей течений на каждом из этих горизонтов определялась преимущественно однонаправленными составляющими.

Зависимости $D(\tau)$ для первых двух горизонтов имеют почти правильный синусоидальный вид.

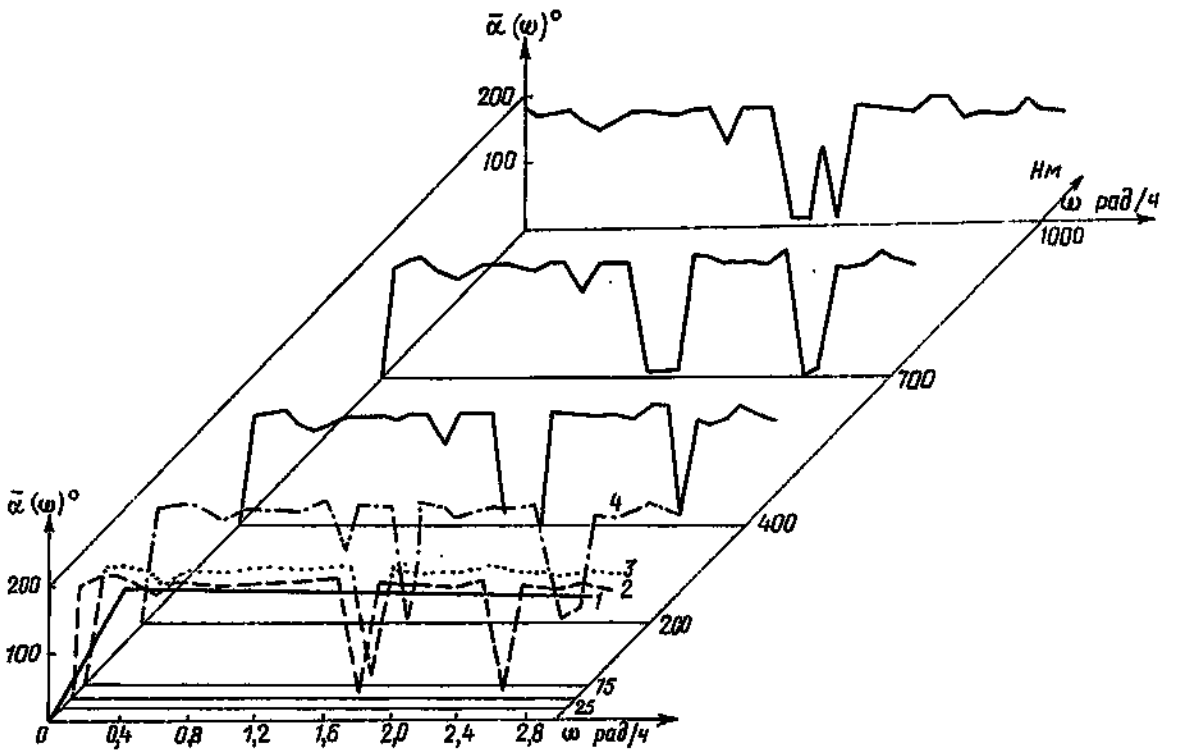


Рис. 1.21. Азимут $\bar{\alpha}(\omega)$ большой оси $\lambda_1(\omega)$ тензорного эллипса по данным измерений в центральной части Черного моря.

Совместный анализ графиков $J_1(\tau)$ и $D(\tau)$ указывает, что течения на данной вертикали имели главным образом вращательный характер, очевидно, за счет влияния одного и того же мощного источника. Подтверждением этому может служить синхронное изменение кривых $\lambda_{1,2}(\tau)$ для первых двух горизонтов, значения $\lambda_{1,2}(\tau)$ которых практически не отличаются друг от друга и имеют одинаковые знаки. Следовательно, тензорные кривые в этих случаях имеют вид окружностей. При этом, как и следовало ожидать, особенно отчетливо обнаруживались основные черты сходства функций $\lambda_{1,2}(\tau)$ и $J_1(\tau)$.

На рис. 1.23 изображены рассчитанные по корелограммам (рис. 1.22) инварианты $J_1(\omega)$, $D(\omega)$, $\lambda_{1,2}(\omega)$ и $\bar{\alpha}(\omega)$. Инвариантная величина $J_1(\omega)$ в соответствии с выражением (1.34) характеризует распределение по частотам модуля интенсивности колебаний коллинеарных составляющих скоростей течений в любых направлениях. Анализ вида кривых $J_1(\omega)$ позволяет сделать вывод о моноциклическом характере изменений скоростей течений на всех трех горизонтах, обусловленном инерционными колебаниями скоростей течений. Вращение вектора скорости течения на этой частоте, как и следовало ожидать, происходит по часовой стрелке (в соответ-

ствии с положительными значениями инварианта $D(\omega)$. Значения $J_1(\omega)$ убывают с глубиной. Для основной энергонесущей (инерционной) частоты значения $\lambda_{1,2}(\omega)$ для каждого из первых двух горизонтов почти совпадают друг с другом, что указывает на близость кривой спектрального тензора к окружности. Поэтому азимут большой ее оси в данных случаях будет иметь несколько формальный характер. Однако для придонного горизонта кривая спектрального тензора имеет форму эллипса, большая ось которого ориентирована почти по нормали к берегу.

Анализ данных расчета для АБС-2 показал, что значения функций $J_1(\tau)$, $D(\tau)$ и $\lambda_{1,2}(\tau)$ существенно отличаются от аналогичных функций, полученных для АБС-1. Так, например, значения этих функций на горизонте 10 м более чем на порядок меньше соответствующих им значений для АБС-1, что обусловлено, очевидно, влиянием ОЧТ.

Для АБС-2 значения инвариантов $J_1(\omega)$, $D(\omega)$ и $\lambda_{1,2}(\omega)$, как и следовало ожидать, намного меньше значений своих аналогов для АБС-1. Для всех трех горизонтов инерционный пик почти не обнаруживается. Для значимых участков частотной области кривая спектрального тензора имеет форму эллипса, для инерционной частоты продольная ось этой кривой ориентирована в восточном направлении, функция $D(\omega)$ имеет положительные значения.

График $J_1(\tau)$ для поверхностного горизонта 10 м АБС-3 имеет более сложный вид в сравнении с дан-

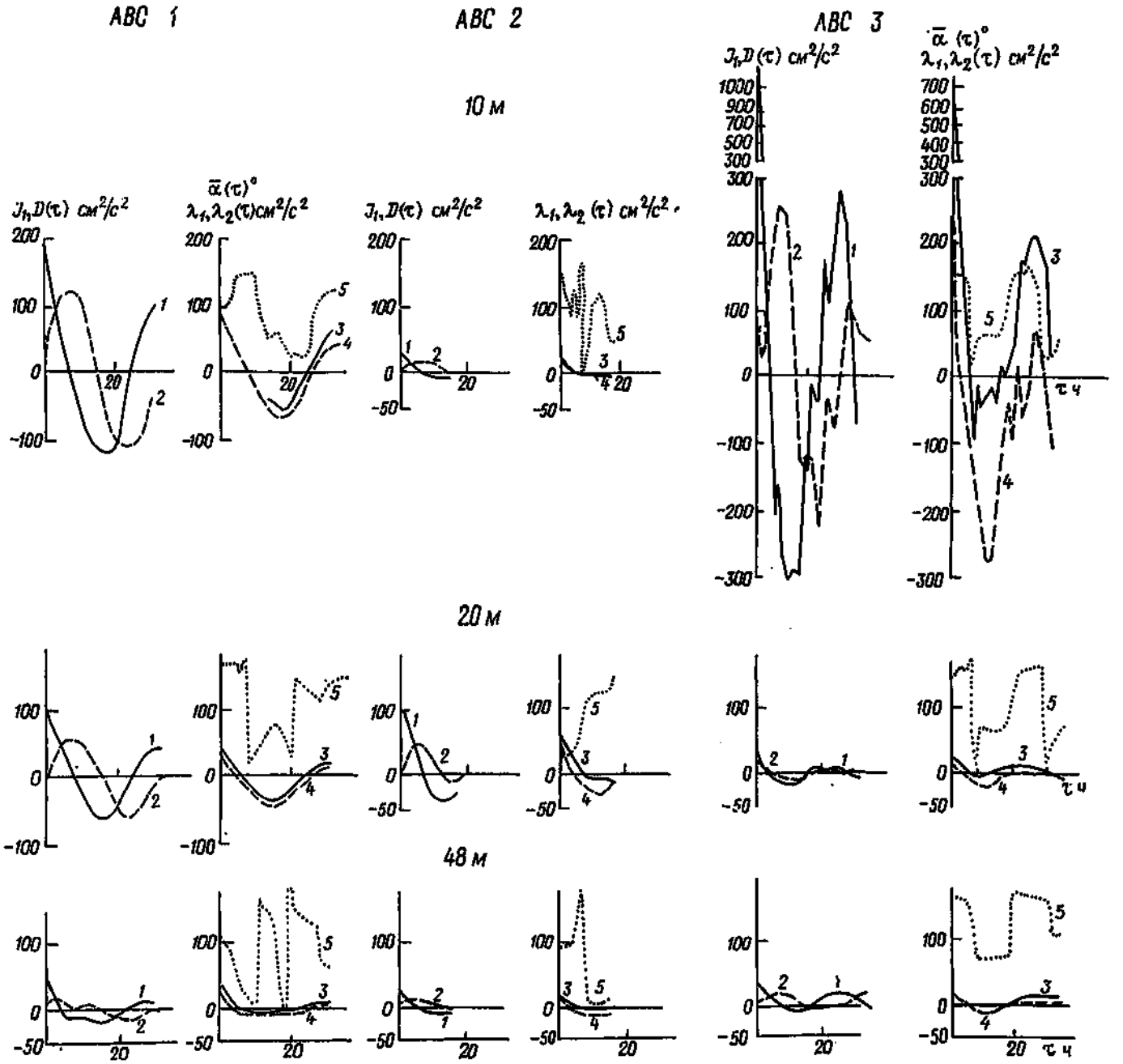


Рис. 1.22. Инварианты корреляционного тензора $J_1(\tau)$, $D(\tau)$, $\lambda_1(\tau)$, $\lambda_2(\tau)$ и азимут $\bar{\alpha}(\tau)$ большой оси $\lambda_1(\tau)$ тензорной кривой по данным измерений в северо-западной части Черного моря.
$1 - J_1(\tau)$; $2 - D(\tau)$; $3 - \lambda_1(\tau)$; $4 - \lambda_2(\tau)$; $5 - \bar{\alpha}(\tau)$; на нижнем рисунке: АБС-1 на 38 м, АБС-2 на 48 м; АБС-3 на 43 м.

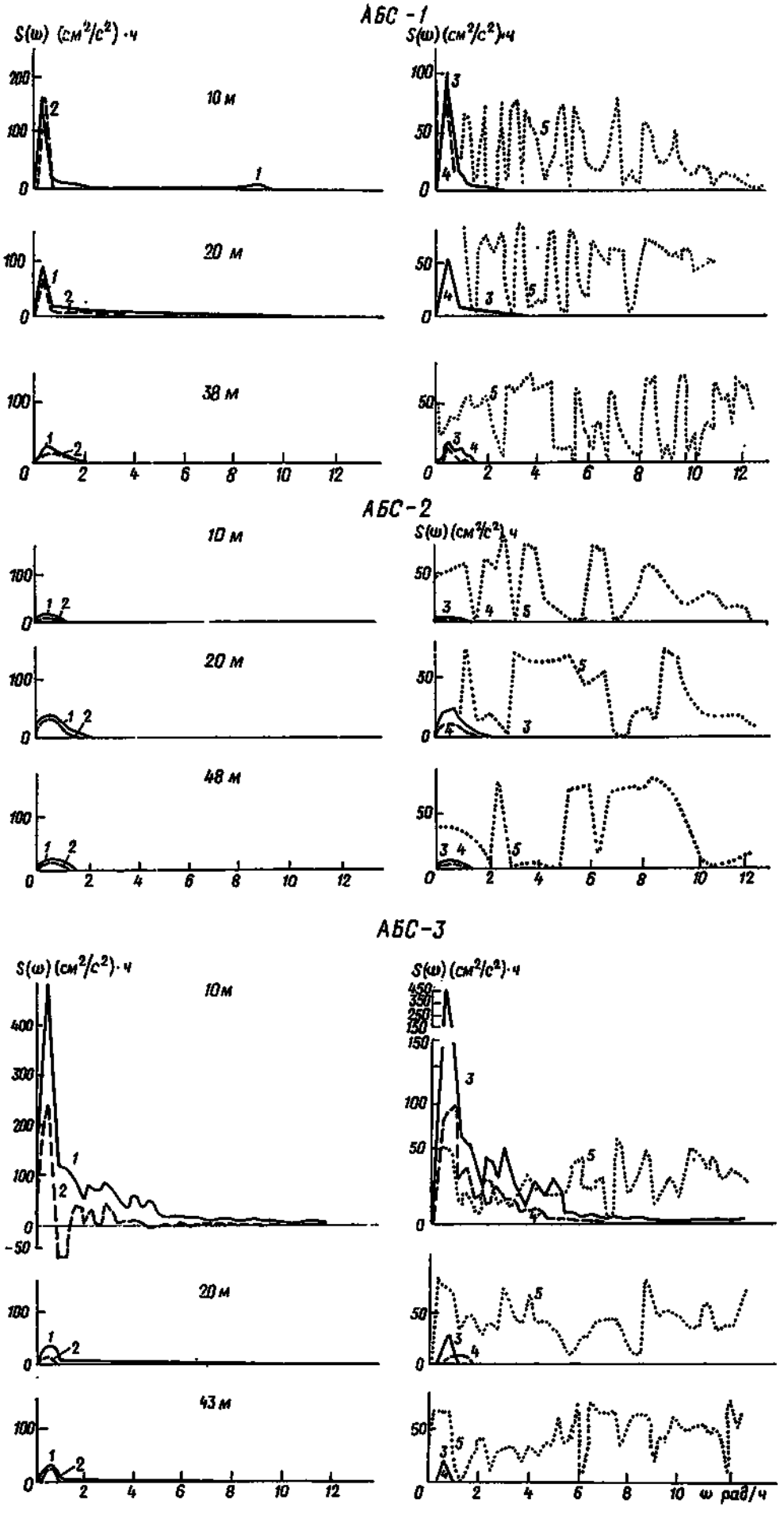


Рис. 1.23. Инварианты спектрального тензора $J_1(\omega)$, $D(\omega)$, $\lambda_1(\omega)$, $\lambda_2(\omega)$ и азимут большой оси тензорного эллипса $\bar{\alpha}(\omega)$ по данным измерений в северо-западной части Черного моря. *1* — $J_1(\omega)$; *2* — $D(\omega)$; *3* — $\lambda_1(\omega)$; *4* — $\lambda_2(\omega)$; *5* — $\bar{\alpha}(\omega)$.

ными по АБС-1 и АБС-2. Здесь $J_1(0) = 1142$ см^2/с^2; другие экстремумы этой функции также характеризуются довольно высокими значениями (~ 300 см^2/с^2). Графики функций $\lambda_{1,2}(\tau)$ сильно флюктуируют в зависимости от τ. Однако почти для всех значений τ вид тензорной кривой один и тот же (эллиптический). Поэтому видны основные черты сходства функций $\lambda_{1,2}(\tau)$ и $J_1(\tau)$.

Для остальных двух горизонтов (20 и 43 м) кривые функций $\lambda_{1,2}(\tau)$ $J_1(\tau)$ имеют слабовыраженный синусоидальный вид, причем функции $\lambda_{1,2}(\tau)$ имеют более запутанный характер. К примеру, на горизонте 43 м кривая корреляционного тензора почти для всех значений τ кроме начальных вырождается в отрезок прямой.

Что касается ориентации осей тензорных корреляционных кривых для всех трех горизонтов, то следует отметить довольно хорошее качественное совпадение их между собой для всех значений τ.

Анализ вида графиков $J_1(\omega)$ для всех трех горизонтов АБС-3 также указывает на моноцикличность в изменении скоростей течений, но обусловленную уже не инерционными колебаниями в поле скорости течения. В этом отношении особенно выделяется график $J_1(\omega)$ для горизонта 10 м, где для частоты, соответствующей периоду $\sim 11{,}0$ ч, наблюдается максимум $J_1(\omega) = 480$ (см^2/с^2)·ч. Значения функций $D(\omega)$ и $\lambda_{1,2}(\omega)$ для этого горизонта также достигают экстремальных значений. Любопытно отметить, что если для АБС-1 и АБС-2 значения $D(\omega) > 0$, а кривые спектрального тензора были почти круговыми, то для АБС-3 даже на инерционной частоте наблюдается резко выраженная анизотропность движения [$\lambda_2(\omega)/\lambda_1(\omega) \approx 0{,}3$]. На частоте, соответствующей периоду ~ 6—7 ч, вращение вектора скорости течения осуществляется преимущественно против часовой стрелки. Однако локального максимума инварианта $J_1(\omega)$ на этой частоте не наблюдается. Продольные оси кривых спектрального тензора для близынерционных частот на всех трех горизонтах ориентированы в направлении $\tilde{\alpha}(\omega) \approx 100 \ldots 170°$.

При оценке результатов спектрально-корреляционного анализа скоростей течений необходимо учитывать, что хотя расстояние между АБС не более 50 миль, однако их статистики отражают различные гидродинамические условия районов. В частности, на показания БПВ на АБС-3 заметно сказывается влияние ОЧТ.

На рис. 1.24 представлены результаты спектрально-корреляционного анализа наблюдений скорости течения, полученных также в северо-западной части моря. Средний перенос на данной вертикали мало меняется с глубиной: $|m_v| \approx 18$ см/с, $\arg m_v \approx 359°$. Значения дисперсии у поверхности ($z = 2$ м) и у дна ($z = 18$ м) равны 77,0 и 120,0 см^2/с^2 соответственно. Ориентация продольных осей тензорных корреляционных кривых для этих двух горизонтов примерно одинакова [$\tilde{\alpha}(0) \approx \approx 4°$] и почти совпадает с ориентацией береговой линии.

Графики инвариантов $J_1(\tau)$ для этих горизонтов имеют форму сильно осциллирующих кривых с огибающей, имеющей волновой характер, и практически не отличаются друг от друга.

Графики инвариантов $D(\tau)$ также имеют форму осциллирующих кривых, но, очевидно, ввиду малых значений колебаний волновая огибающая этих колебаний на первый взгляд не обнаруживается. Из анализа графиков инвариантов $J_1(\tau)$ и $D(\tau)$ следует, что поле скоростей течений в этой точке моря формируется главным образом за счет коллинеарных изменений вектора скорости. Совместный анализ графиков инвариантов $J_1(\tau)$ и $\lambda_{1,2}(\tau)$ показал, что положительные значения инварианта $J_1(\tau)$ определяются практически за счет инварианта $\lambda_1(\tau)$, а отрицательные — тоже почти полностью за счет другого инварианта $\lambda_2(\tau)$. Следовательно, для всех значений τ тензорная корреляционная кривая имеет форму гиперболы. Азимут продольной оси этой кривой меняется в пределах от нескольких до 100—120° с периодичностью $\sim 3{,}0$ ч.

По имеющимся реализациям удалось обнаружить по крайней мере две цикличности, периоды

Таблица 1.4

Вероятностные характеристики скорости течения по измерениям в северо-западной части Черного моря

z м	Средняя скорость течения		Дисперсия процесса при $\tau = 0$			Инерционные колебания скорости течения			
	$\arg m_v^*$	$\lvert m_v \rvert$ см/с	J_1 см^2/с^2	λ_2/λ_1	$\tilde{\alpha}°$	$J_1(\omega)$ (см^2/с^2)·ч	$D(\omega)$ (см^2/с^2)·ч	λ_2/λ_1	$\tilde{\alpha}(\omega)°$
АБС-1, $\varphi = 44°50'$, $\lambda = 29°58'$, $H = 42$ м, 9—14 VII 1976 г., $\omega_{ин} = 0{,}3765$ рад/ч									
10	45,75	9,06	194,8	96,4/98,5	28,70	185,5	179,1	87,4/98,1	127,5
20	58,65	3,09	92,2	41,7/50,5	168,0	93,63	87,7	43,6/50,0	157,8
38	—	—	60,67	25,8/34,9	105,1	32,91	18,0	13,0/19,9	77,6
АБС-2, $\varphi = 45°08'$, $\lambda = 31°20'$, $H = 53$ м, 10—14 VII 1976 г., $\omega_{ин} = 0{,}3719$ рад/ч									
10	112,6	3,95	38,57	17,5/21,1	154,8	10,45	8,05	4,59/5,86	124,8
20	70,08	5,57	111,5	43,5/68,0	26,66	35,51	29,03	11,7/23,8	32,40
48	—	—	28,07	10,2/17,9	85,32	12,50	8,60	3,81/8,69	90,87
АБС-3, $\varphi = 45°21'$, $\lambda = 32°25'$, $H = 48$ м, 10—15 VII 1976 г., $\omega_{ин} = 0{,}3733$ рад/ч									
10	286,5	6,90	114,2	555/387	139,5	358,0	206,3	81,8/276	153,7
20	314,1	5,70	62,61	25,9/36,7	132,0	18,34	1,266	2,44/15,9	158,8
43	—	—	29,82	9,01/20,8	154,5	17,49	10,88	2,80/14,7	153,0
$T_0 = 11{,}00$ ч									
10						480,1	237,8	90,3/390	149,7
20						31,35	9,437	4,66/26,7	154,3
43						25,07	14,31	3,97/21,1	154,5

которых оказались равными соответственно 40,0 и 2,96 ч и одинаковыми для двух горизонтов этой вертикали.

Графики инвариантов $J_1(\omega)$, $D(\omega)$, $\lambda_{1,2}(\omega)$ и $\bar{\alpha}(\omega)$, по сути, совпадают для этих горизонтов. Значения инварианта $J_1(\omega)$ в точках максимумов в 1,5—2 раза больше у дна, чем у поверхности. Второй максимум инварианта $J_1(\omega)$ (период 2,96 ч) значительно больше первого (период 40,0 ч). Что касается направленности вращений вектора скорости течения, то в исследуемом диапазоне частот закономерности не обнаружено. Лишь для области частот в окрестности главного максимума значения инварианта $D(\omega)$ несколько больше нуля, т. е. вращение вектора скорости течения на этой частоте осуществляется преимущественно по часовой стрелке, а на частоте первого максимума движение вектора скорости течения имеет реверсивный характер.

Азимуты продольных осей эллипсоидов вращения вектора скорости течения для главного максимума на этих двух горизонтах оказались равными соответственно 12 и 8°, т. е. фактически совпадают. В то же время положение аналогичных осей для первого максимума мало отличается от положения этих осей для главного максимума, а разность их азимутов между поверхностным и придонным горизонтами ($\sim 180°$) свидетельствует о противоположном характере направленностей колебаний на этих горизонтах.

В дополнение к рассмотренным выше примерам статистической обработки течений для северо-западной части приведем еще один (рис. 1.25, 1.26). На анализируемой вертикали (глубина 10 м) средний перенос был примерно одинаков по всей глубине: скорость $|\mathbf{m}_v| \approx 24...$ 25 см/с, направление $\arg \mathbf{m}_v \approx 355...$ 357°, дисперсия $J_1(\tau = 0) \approx 353...$ ... 369 см^2/с^2, ориентация продольной оси тензорной корреляционной кривой $\bar{\alpha}(0) \approx 170°$, т. е. почти совпадает с направлением берега.

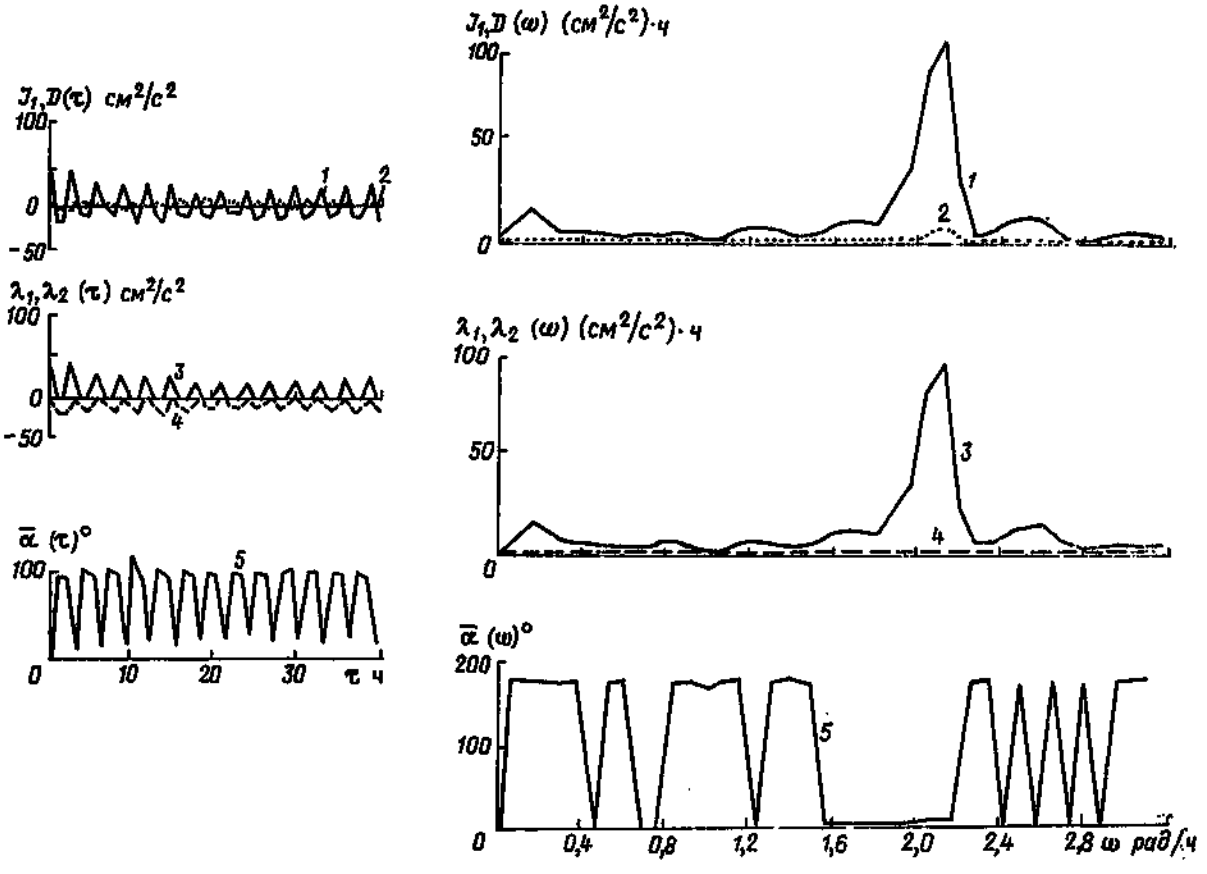


Рис. 1.24. Спектрально-корреляционные характеристики скорости течения по данным измерений в северо-западной части Черного моря.

φ = 46°17′; λ = 30°46′; H = 20 м; гор. 2 м; период 19 июля 1971 — 4 августа 1971 г.; 1—J_1; 2 — D; 3 — λ_1; 4 — λ_2; 5 — $\bar{\alpha}$.

Как следует из анализа рис. 1.25 графики инвариантов $J_1(\tau)$ имеют форму сильно осциллирующих кривых. Ввиду малости глубины места вид графиков инвариантов $J_1(\tau)$, $D(\tau)$, $\lambda_{1,2}(\tau)$ и $\bar{\alpha}(\tau)$ почти не меняется с глубиной. До значений $\tau \approx 5{,}0$ ч наблюдается «правая» ориентация ортогональных составляющих скорости течения, а в промежутке $5{,}0 \text{ ч} \leqslant \tau \leqslant 9{,}0$ ч — «левая» и т. д. Совместный анализ инвариантов $J_1(\tau)$ и $D(\tau)$ указывает на то, что течения на данной вертикали имеют вращательный характер. Вместе с тем анализ формы тензорной корреляционной кривой показал, что по форме это движение близко к реверсивному. Из совместного анализа графиков $J_1(\tau)$ и $\lambda_{1,2}(\tau)$ видно, что если положительные значения инварианта $J_1(\tau)$ определяются практически за счет инварианта $\lambda_1(\tau)$, то отрицательные — почти за счет другого инварианта $\lambda_2(\tau)$. Показатель устойчивости среднего движения вод оказался практически одинаковым для двух горизонтов и равным 0,78.

Графики инвариантов $D(\tau)$ почти не различаются своими цикличностями, интенсивностью вращательных движений. Последняя намного меньше

их коллинеарных изменений и определяется главным образом присутствием одной цикличности в поле скорости течения.

Анализ графиков инвариантов $J_1(\omega)$, $D(\omega)$, $\lambda_{1,2}(\omega)$ и $\bar{\alpha}(\omega)$ показал, что изменения скоростей течений на данной вертикали имеют четко выраженный полициклический характер. Причем удалось выявить по крайней мере четыре цикличности, за счет которых в основном и формируется поле скорости течения. Периоды выявленных цикличностей оказались практически одинаковыми для горизонтов 3 м и у дна (значения в скобках): 9,10 (9,16); 4,55 (4,57); 3,03 (3,04); 2,28 (2,28) ч.

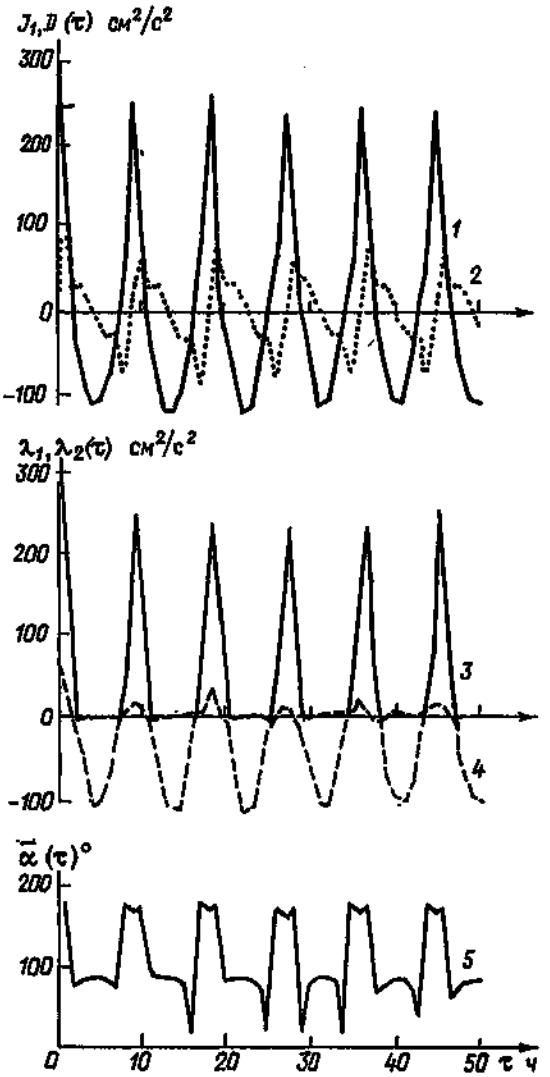


Рис. 1.25. Корреляционные характеристики скорости течения по данным измерений в северо-западной части Черного моря.

φ = 45°29′; λ = 29°48′; H = 10 м; гор. 3 м; период 6 июня 1969 г. — 23 июня 1969 г.; 1 — $J_1(\tau)$; 2 — $D(\tau)$; 3 — $\lambda_1(\tau)$; 4 — $\lambda_2(\tau)$; 5 — $\bar{\alpha}(\tau)$.

Графики инвариантов $J_1(\omega)$, $D(\omega)$, $\lambda_{1,2}(\omega)$ и $\bar{\alpha}(\omega)$ оказались, как и следовало ожидать, идентичными для данной вертикали (рис. 1.22). Как видим, форма этих кривых почти не меняется с глубиной. На горизонте 3 м значение $J_1(\omega)$ для первого — наиболее значимого — пика равно 631,3, а на горизонте 8 м — 431,0 (см²/с²)·ч. Азимуты продольных осей эллипсоидов вращения вектора скорости течения на частоте этих пиков практически одинаковы и равны ~170°. Эти оценки почти совпадают с азимутами продольных осей тензорных корреляционных кривых при $\tau = 0$. Для других пиков характерно такое же относительное уменьшение значений инварианта $J_1(\omega)$ с глубиной. Ориентации

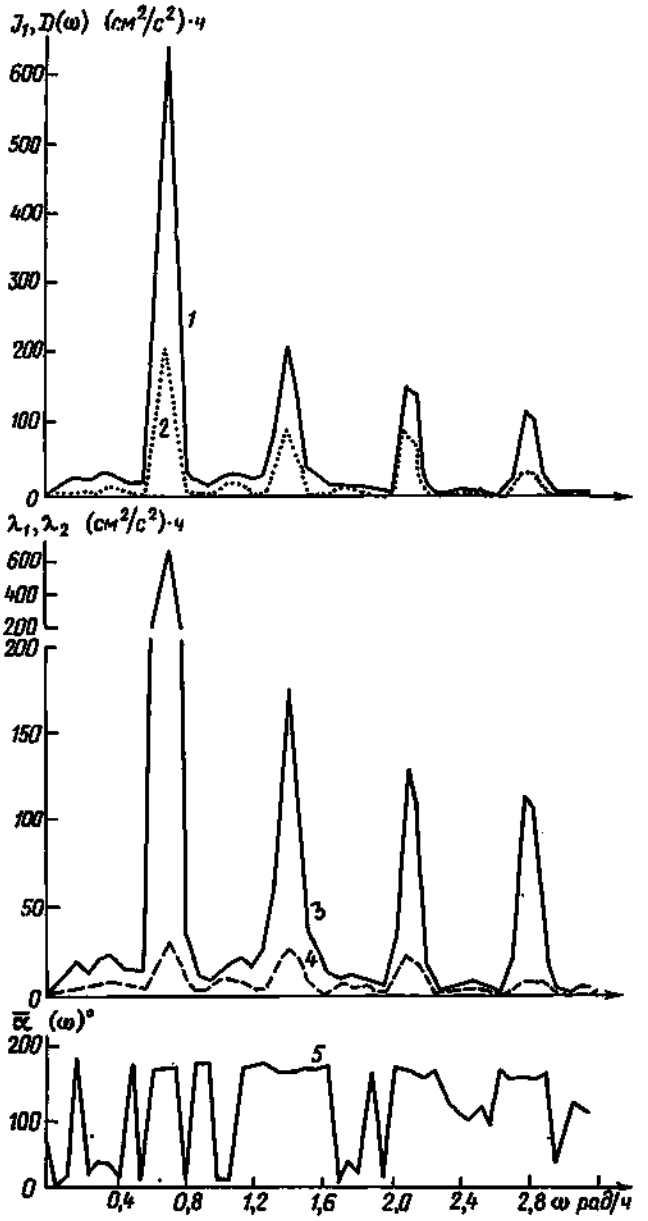


Рис. 1.26. Спектральные характеристики скорости течения по данным измерений в северо-западной части Черного моря.

φ = 45°29′; λ = 29°48′; H = 10 м; гор. 3 м; период 6 июня 1969 г.— 23 июня 1969 г.; 1 — $J_1(\omega)$; 2 — $D(\omega)$; 3 — $\lambda_1(\omega)$; 4 — $\lambda_2(\omega)$; 5 — $\bar{\alpha}(\omega)$.

продольных осей эллипсоидов вращения вектора скорости течения на этих частотах почти совпадают с таковыми для первого пика и мало меняются с глубиной.

Интересно также отметить, что на выявленных частотах пиков вращение вектора скорости течения осуществляется преимущественно вправо. Практически для всей рассматриваемой частотной области значения инварианта $D(\omega)$ принимают положительные значения.

Нами были обработаны также данные наблюдений за течениями, полученные с помощью БПВ,

установленных на стационарном буе в районе Геленджика (глубина места более 60 м, горизонты 10, 30 и 60 м). Продолжительность наблюдений 408 ч, дискретность 1 ч.

Результаты анализа представляют интерес, так как характеризуют приглубый район шельфа, находящийся под влиянием ОЧТ.

Средние характеристики переноса вод во всем слое за рассмотренный период оказались довольно устойчивыми: $|\mathbf{m}_v| \approx 6...9$ см/с; $\arg \mathbf{m}_v \approx 318...$ $327°$. Средние квадратические отклонения колебаний скорости течения и ориентации продольных осей тензорных корреляционных кривых для соответствующих горизонтов оказались равными соответственно 113, 67, 118 см^2/с^2 и 158, 151, 115°. Направление среднего переноса и азимуты продольных осей тензорных корреляционных кривых в общем согласуются с генеральным направлением береговой линии. Графики инвариантов $J_1(\tau)$ для всех трех горизонтов имеют вид слабо флюктуирующей (косинусоидальной) кривой, колебания которой затухают с увеличением τ (рис. 1.27). Форма этих кривых несколько меняется с глубиной. Из анализа графиков функции $D(\tau)$ следует, что поле скорости течения почти не содержит в себе изменений ортогональных составляющих при значительном сдвиге τ (0 ч $\leqslant \tau \leqslant 50$ ч). Значения инвариантов $\lambda_{1,2}(\tau)$ почти для всех значений τ имеют одинаковые знаки. Следовательно, тензорные кривые для этих реализаций имеют форму эллипса. Начиная со значений $\tau \approx 10$ ч, размеры осей этих кривых незначительны. Что касается ориентации их продольных осей, то для первого горизонта функция $\bar{\alpha}(\tau)$ имеет монотонный характер до $\tau \approx 44$ ч, а для остальных горизонтов она имеет более сложный вид.

Анализ кривых $J_1(\omega)$ показал, что изменения скоростей течений на всех трех горизонтах имеют почти моноциклический характер. Вид графика инварианта $J_1(\omega)$ (рис. 1.27) указывает, что значительная доля спектральной энергии приходится на

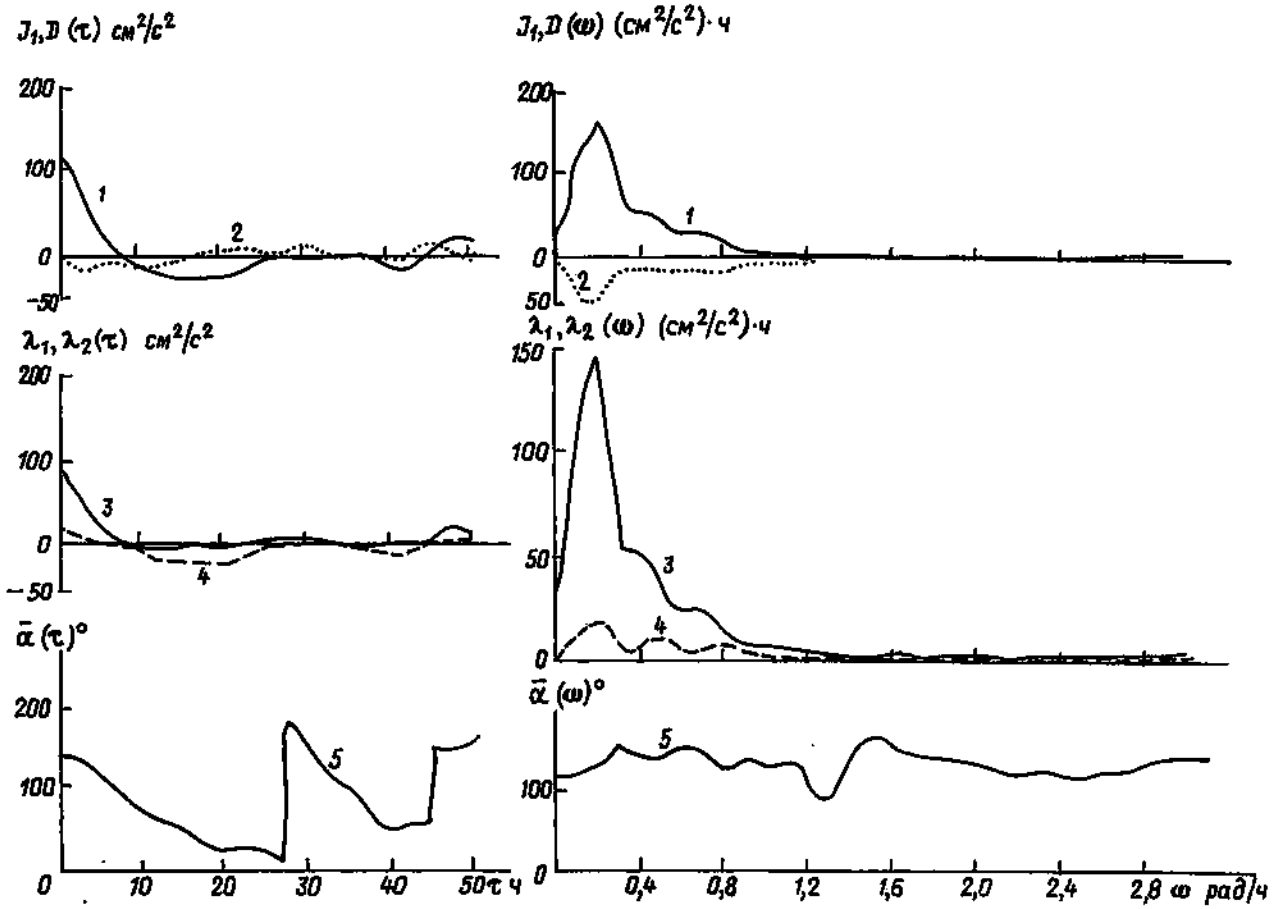


Рис. 1.27. Спектрально-корреляционные характеристики скорости течения по данным измерений в районе Кавказского побережья.

Гор. 60 м: $1 - J_1$; $2 - D$; $3 - \lambda_1$; $4 - \lambda_2$; $5 - \bar{\alpha}$.

колебания, период которых заключен в интервале 24—72 ч.

Значения функции $D(\omega)$ на горизонте 10 м как для этого частотного диапазона, так и особенно для остальной его части малы. Отсюда можно заключить, что поле скорости течения в поверхностном слое формируется почти исключительно за счет колебаний реверсивного типа. С глубиной характер кривых $D(\omega)$ несколько меняется: их значения для выделенной выше частотной области существенно увеличиваются и имеют одинаковые знаки для каждого из горизонтов, причем если для горизонта 30 м вращение вектора скорости течения осуществляется преимущественно по часовой стрелке, то для горизонта 60 м — против часовой стрелки. Установлено также, что максимум спектральной энергии колебаний скорости течения приходится на период ~ 50 ч. Таким образом, положение и форма пика в спектральных характеристиках колебаний скорости течения, а также характер их изменений с глубиной

дают основание считать природу этого пика чисто топографического происхождения.

В результате проведенного спектрально-корреляционного анализа скоростей течений в различных районах Черного моря на многих спектрограммах установлено наличие гармоник на частотах, кратных инерционной, т. е. $T_n = T_1/n$, где T_1 — инерционный период, а n — номер более высокочастотной гармоники. Эта особенность изменчивости полей скоростей течений в глубоких морях была впервые исследована в работе [170], где кроме того было также обнаружено, что между модулями скорости инерционного течения u_1 и соответствующих им кратных колебаний u_n существует степенная зависимость: $u_n = u_1 n^{-5/3}$.

Возникновение инерционных колебаний обусловлено резонансом между тангенциальным напряжением ветра и течением на инерционной частоте. Колебания с кратными периодами в спектрах атмосферного давления и ветра, которые могли бы быть внешней причиной аналогичных колебаний в поле скоростей течений, не были обнаружены. Следовательно, отсутствие колебаний с аналогичными периодами в атмосфере, с одной стороны, и отмеченная определенная зависимость периодов и амплитуд вторичных кратных колебаний от соответствующих параметров инерционных колебаний, с другой — позволяют предположить, что они не связаны с внешними силами, а существуют за счет энергии инерционных колебаний и обязаны своим происхождением вторичным силам, сопутствующим любому движению в океане [170]. Анализ наших материалов показал, что данная зависимость наблюдается не всегда.

Поэтому вопрос о происхождении высокочастотных гармоник (кратных инерционной) в поле скоростей течений в настоящее время остается открытым.

В работе [186] впервые была предпринята попытка объяснить механизм возникновения этих гармоник за счет инерционных колебаний в поле скоростей течений. Было показано, что появление в спектрах скоростей течений и других пиков обусловлено в конечном счете колебаниями, имеющими также инерционную природу.

Рассмотрим инерционные движения вод в замкнутом глубоком бассейне произвольной формы. Единственные ограничения, которые необходимо наложить на форму и размеры такого бассейна,— это незначительные его размеры (всего несколько градусов) по широте, чтобы выполнялось условие постоянства и значимости параметра Кориолиса для всего бассейна в целом.

Поведение вектора скорости течения на инерционной частоте представим в соответствии с двумя основными гипотезами о генерировании инерционных движений вод в глубоком море. Если задать, что модуль вектора скорости течения $|W|$ меняется по закону $|W| = c[1 + \sin(2\pi t/T_1)]$, а сам вектор при этом вращается по часовой стрелке, то его поведение можно описать следующей формулой:

$$W = c\,[1 + \sin(2\pi t/T_1)]\,[\cos(2\pi t/T_1) + i \sin(2\pi t/T_1)], \tag{1.59}$$

где $c = \text{const}$; t — время; i — мнимая единица.

Положим $c = 1$, а $T_1 = 2\pi/\omega$, где ω — угловая частота.

После элементарных преобразований формула (1.59) примет вид

$$W = \frac{1}{2} i + \cos(\omega t) + i \sin(\omega t) - \frac{1}{2} i\,[\cos(2\omega t) + i \sin(2\omega t)]. \tag{1.60}$$

Как видим, суперпозицию колебательного и вращательного движений вектора скорости течения на инерционной частоте можно представить в виде суммы поступательного и двух вращательных движений, осуществляющихся по часовой стрелке. Причем второе вращательное движение имеет уже двойную (по отношению к инерционной) частоту. Поскольку в реальных условиях в море будет наблюдаться суперпозиция случайных изменений вектора скорости течения, имеющих, в частности, эту двойную частоту, то это может привести к появлению данной частоты и в модуле скорости течения.

Далее рассмотрим ситуацию, когда модуль скорости течения меняется на этой частоте, а ее вектор при этом вращается по часовой стрелке на инерционной частоте. В результате в поле скорости течения могут возникнуть вращательные движения, имеющие уже тройную частоту и т. д. В этой связи отметим также следующий отсюда весьма интересный вывод: если в спектре модуля скорости течения имеются значимые пики, то в случае осуществления движения вод по инерции в спектрах вектора скорости течения должны появиться дополнительные пики. Нетрудно показать, что присутствие в спектре модуля скорости течения гармоники с периодом T_1/n приводит к появлению дополнительных пиков в спектре вектора скорости течения на частотах, соответствующих периодам $T_1/(n \pm 1)$.

Отсюда, на наш взгляд, становится понятной общая физическая картина генерирования отдельных пиков в спектре вектора скорости течений.

В реальных условиях за счет инерционных колебаний в результате случайной суперпозиции колебательных и вращательных изменений вектора скорости течения на определенных частотах (не обязательно кратных инерционной) могут образоваться аналогичные пики и в спектре его модуля. За счет эффекта, вызванного инерционным характером вращений вектора скорости течений, эти пики в спектре его модуля, в свою очередь, могут явиться причиной появления в спектре вектора скорости течения новых дополнительных пиков, которые в конечном счете также обусловливают аналогичные пики в спектре модуля скорости течения и т. д. Естественно предположить, что большее развитие получат те пики в спектре вектора скорости течения, частоты которых близки к частотам собственных колебаний бассейна. Кроме того, следует учесть также, что инерционные движения характеризуются значительной перемежаемостью как во времени, так и по пространству. В частности, в работе [198] было получено характерное время вырождения инерционных движений (масштаб перемежаемости) верхнего слоя, равное 1—6 сут. Вследствие этого инерционный пик в спектре вектора скорости течения может быть не так значим, как порождаемые им другие пики. За счет предложенного механизма формирования дополнительных пиков в спектре скорости течения в летний период в прибрежной зоне Черного моря вследствие возникновения бризовой циркуляции в поле скорости течения могут возникать колебания на частотах, соот-

ветствующих периодам 9,6 и 48 ч при $T_1 = 16$ ч и 10,3 и 72 ч при $T_1 = 18$ ч.

Предложенный нами механизм генерации обертонов инерционных колебаний может быть, по-видимому, не единственным, так как изменения модуля вектора скорости течения происходят по достаточно сложной зависимости.

Анализ наиболее часто встречающихся типов спектрально-корреляционных характеристик скоростей течений для различных районов моря показал, что в подавляющем большинстве случаев полициклический характер их изменчивости объясняется, на наш взгляд, вышеописанным механизмом поведения вектора скорости течения. Различия в этих характеристиках обусловлены главным образом рельефом дна. Теоретическим моделированием нами показано, что в зоне шельф — материковый склон в поле скоростей течений могут генерироваться отдельные устойчивые колебания. В результате при приближении к берегу в спектрах скоростей течения следует ожидать вырождения одних и усиления других пиков (см. рис. 1.2).

1.5.3. Режимно-статистические характеристики течений отдельных районов моря

Обобщение всех гидрологических наблюдений в зоне ОЧТ, как было показано выше, подтвердило существующее представление о том, что основной поток вод, распространяясь вдоль побережья, охватывает циклоническим кольцом все море. Ширина струи ОЧТ 40—80 км. Максимальные скорости в стрежне потока могут достигать 1—1,5 м/с. Осреднение данных наблюдений за течениями у Крымского и Кавказского побережий за разные годы позволило получить горизонтальный профиль ОЧТ. Установлено, что стрежень потока располагается в среднем на расстоянии 20—25 км от берега, средние скорости в нем порядка 0,5 м/с. Такой горизонтальный профиль течений, очевидно, характерен и для района Анатолийского побережья. В районе болгарского побережья и в северо-западной части Черного моря, где ширина шельфовой мелководной зоны большая и ОЧТ проходит на значительном расстоянии от берега, струя имеет более симметричный профиль, а скорости в стрежне потока меньше.

Полученный средний профиль скорости может быть аппроксимирован зависимостью вида [77]: $u(y) = Au_0(1 - y')\sin(\pi y')$, где A — безразмерный коэффициент; $u_0 = 0{,}5$ м/с — максимальная скорость осредненного потока; $y' = y/L$ — безразмерная поперечная координата; $L = 50$ км — ширина потока. При этом исключена прибрежная зона (примерно 5 км), для которой характерен логарифмический закон увеличения скорости при удалении от берега [94].

С глубиной скорости в зоне ОЧТ в верхнем 100-метровом слое уменьшаются слабо, максимальные вертикальные градиенты скорости приурочены к слою 100—200 м, ниже которого также отмечается медленное уменьшение скорости с глубиной. Максимум скорости в потоке иногда отмечается не на поверхности, а в приповерхностных горизонтах 10—25 м. Такое распределение скорости по глубине наиболее вероятно в теплую половину года, что связано, во-первых, с формированием сезонного термоклина, а во-вторых, с существенной перестройкой поля ветра над акваторией Черного моря [164]. В этих условиях суперпозиция в верхнем квазиоднородном слое дрейфовой и градиентной (геострофической) составляющих скорости, имеющих разные знаки, может приводить к уменьшению здесь ее суммарного значения. Сопоставление данных инструментальных наблюдений за течениями с данными синхронных гидрологических съемок показало, что ОЧТ на глубинах приурочено к области повышенных горизонтальных градиентов гидрологических характеристик и может рассматриваться как пограничное струйное течение, отделяющее опресненные воды прибрежных районов от относительно соленых вод глубоководной зоны Черного моря. Причем положение этого течения можно идентифицировать по гидрологическим признакам, в частности определять стрежень потока на горизонте 100 м по изогалине 20 ‰. Выделяются четыре района с наиболее сильным меандрированием течения: у болгарского и Кавказского побережий, на свале глубин северо-западной части моря и у м. Синоп. Характерно, что ОЧТ в этих районах наиболее изменчиво и в среднем многолетнем сезонном аспекте [77].

Согласно последним воззрениям, в Черном море синоптическая изменчивость гидрологических характеристик в основном связана с процессами вихреобразования, которые приурочены главным образом к зоне распространения ОЧТ и прибрежным районам моря. Как показывают отдельные синхронные съемки, при определенных условиях меандры ОЧТ могут трансформироваться в отдельные вихревые образования. К примеру, антициклонический вихрь размерами 100 км был обнаружен по данным синхронной съемки СКОИЧ в феврале 1976 г. в районе болгарского побережья. В области вихря наблюдались пониженные значения солености. По гидрологическим признакам этот вихрь прослеживался до горизонта 200 м. Предполагается, что этот вихрь образовался вследствие меандрирования ОЧТ [77].

В прибрежной зоне, как правило, обнаруживаются (по данным аэрофотосъемки течений) циклонические круговороты, размер которых примерно 30 км. Эти образования хорошо идентифицируются по распределению поверхностно-активных пленок [94]. Указанные круговороты выделяются и по данным съемок ЭМИТ [67]. В работе [77] отмечается, что вихри в прибрежной зоне, в отличие от вихрей ОЧТ, прослеживаются только по данным о течениях и не выделяются по гидрологическим признакам. Эти вихри, по мнению авторов [77], могут быть отнесены к фрикционным вихревым образованиям.

Сложная вихревая структура поля течений отмечается в зоне свала глубин северо-западной части моря [36] и в юго-восточной части моря (по данным динамической обработки гидрологических съемок) [29].

В 1964 г. В. И. Зац на основании обобщения съемок течений с использованием ЭМИТа указывал, что стрежень ОЧТ испытывает волнообразные колебания в горизонтальной плоскости, приближаясь или удаляясь при этом от берега, и что при определенных условиях в его зоне могут образовываться вихри с горизонтальными размерами до 30 км. Одной из возможных причин образования

этих вихрей, по его мнению, может быть неустойчивость основного потока по отношению к наложенным на него возмущениям, т. е. механизм гидродинамической неустойчивости среднего состояния (цитируется по [77]).

В придонных слоях Черного моря отмечаются суспензионные (мутьевые) потоки или турбидиты. По своей сути они представляют донное течение жидкости повышенной плотности. Известно, что для образования суспензионного потока на дне моря необходимо, чтобы его плотность превышала плотность морской воды по крайней мере на 0,0001 г/см^3. Динамические характеристики такого потока зависят от его плотности и скорости движения. Скорость и плотность потока суспензии находятся в прямой зависимости от источника его возникновения и уклона дна, по которому он движется. Суспензионные потоки возникают при выходе насыщенных взвесями речных вод в море, волнении на мелководье, сильных штормах, подводных землетрясениях и др. [145, 146].

В период экспедиционных работ НИС «Московский университет», в основном в весенне-осенний период, было получено более 30 профилей скоростей придонных течений в различных районах моря, измеренных синхронно с помощью донных градиентных установок на пяти горизонтах. Абсолютное большинство полученных распределений скоростей течений, относящихся как к материковым склонам, так и к глубинным областям моря, имело на некоторой высоте над дном ярко выраженный максимум скорости (значения средних скоростей течений лежало в пределах 3—16 см/с). В пяти случаях были получены профили скорости, подчиняющиеся логарифмическому закону, в трех случаях скорости течения были меньше 1,5 см/с. Особого внимания заслуживают материалы, полученные на разрезе от м. Бафра до Сочи осенью 1966 г., когда были зарегистрированы максимальные скорости течения, доходящие до 3 м/с и периодически (через 6 ч) меняющие свое направление на противоположное (с запада на восток и наоборот). Это уникальные значения скорости течения, которые когда-либо были зарегистрированы в Черном море [150, 151].

Анализ данных мареографных наблюдений за изменением уровня моря в этот период показал, что период изменения направления течения соответствует периоду колебаний уровня моря. Было также установлено перемещение с запада на восток возмущения уровня, вызвавшего значительное поднятие (до 30 см от среднего уровня) свободной поверхности моря. По мнению авторов работ [150, 151], это достаточно большое для Черного моря возмущение уровня могло стать причиной возникновения собственных колебаний вод и образования внутренних сейш.

Полученные кривые распределения скоростей течений с учетом направления движения жидкости указали на возможность существования суспензионных потоков. Их наличие на склонах Черного моря (особенно в послештормовой период) приводит к образованию скачка плотности в глубинной части моря вблизи дна. Следует также указать и на распространение в придонном слое высокосоленых вод Средиземного моря. В результате в Черном море может сформироваться придонный слой с повышенной плотностью, который создает условия для возникновения внутренних сейш. Возникшие колебания приводят к значительным скоростям течений в придонном слое. Однако вследствие трения этот слой размывается и разрушается. Через какой-то промежуток времени процесс повторяется [150, 151].

Массовый сбор в информационной базе материалов натурных измерений течений позволил более подробно рассмотреть режимно-статистические характеристики течений по отдельным районам моря.

Северо-западный и крымский районы. Ветер и морфометрия — основные факторы, определяющие динамику и структуру вод северо-западной части Черного моря. Стационарных длительных инструментальных наблюдений за течениями, особенно в открытой части моря и при сильных ветрах, мало. Поэтому изучение пространственно-временной изменчивости течений проводилось по отдельным измерениям в различные сезоны года. Для выявления общих закономерностей в режиме течений и изменений их вероятностных характеристик с расстоянием от берега и во времени был использован подход, рекомендованный И. З. Коноваловой [95, 98].

Материалом для исследования послужили наблюдения за течениями на АБС с помощью БПВ, полученные различными мореведческими организациями в период 1961—1981 гг. в северо-западной части и у Крымского побережья (рис. 1.28): всего 428 реализаций с продолжительностью непрерывных наблюдений 2—16 сут, дискретностью 5—30 мин. Были выбраны 16 АБС, на которых велись синхронные наблюдения в различные сезоны года. Станции расположены по нормали к береговой черте или под некоторым углом к ней.

Одной из основных режимных характеристик течений является средняя скорость. Проведенное ранее исследование [97] показало, что в сходных в геоморфологическом отношении прибрежных районах средние скорости поверхностных течений имеют одинаковый характер изменения по мере удаления от берега до зоны основной струи. В мелководных прибрежных районах северо-западной части и вдоль Крымского побережья максимальные скорости течения отмечаются на расстоянии 6—7 км от берега (табл. 1.5, 1.6), при дальнейшем увеличении расстояния скорости уменьшаются, затем на расстоянии 20—25 км наблюдаются значительные скорости. Таким образом, в узкой прибрежной и в промежуточных зонах (до основного потока) скорости течений и их устойчивость меньше, чем в зоне основного потока. Наличие максимума скорости течения объясняется зависимостью скорости от потери энергии на трение в воде и о дно и от толщины слоя воды, который приводится в движение. С приближением к берегу возрастают потери на трение, следовательно, скорость должна уменьшаться. Но одновременно уменьшается толщина слоя воды и скорость должна увеличиваться. Обе причины, действуя совместно, создают на некотором расстоянии от берега оптимальные условия, где имеет место максимум течения в зоне ОЧТ [119].

Дифференциальные и интегральные функции распределения составляющих скорости течения на направление среднего переноса и его модуля были рассчитаны с шагом 2, 5, 10 см/с в зависимости от амплитуды. Они дают наглядное представление о диапазоне изменения элементов течения в той

или иной точке измерения, о распределении направления и скорости в пределах этого диапазона и позволяют определить вероятность любого значения направления и скорости течения. Максимум на кривой распределения показывает величину и вероятность наиболее часто встречающихся (модальных) численных значений этих характеристик.

Анализ кривых повторяемости продольной u и поперечной v составляющих, а также модуля скорости течения показал, что они имеют асимметричный вид (рис. 1.29). Однако с увеличением глубины (при отсутствии влияния дна) кривые становятся более симметричными. Сложный вид кривых повторяемости ортогональных составляющих — результат представления несглаженных рядов.

Характерным для плотности распределения вероятностей модуля и составляющих вектора течения являются хорошо выраженные тенденции их изменений в зависимости от расстояния от берега и глубины. По мере приближения ко дну и к берегу кривая распределения вероятности модуля скорости становится более асимметричной, сдвигаясь в сторону малых значений (см. рис. 1.29). Вероятность градаций скорости 5—10 см/с с удалением от берега (до некоторых глубин) и с приближением к поверхности от дна уменьшается, а вероятность последующей градации 10—15 см/с увеличивается.

В результате анализа установлено, что у Крымского побережья отмечаются, во-первых, бóльшие значения средней скорости по сравнению с северо-западным районом. Модальное значение скорости течений достигает в осенне-зимний период 34 см/с, повторяемость которого составляет 52 %. Во-вторых, кривые распределения вероятностей составляющих и модуля скорости имеют сложный многомодальный вид, характер кривых сохраняется с глубиной. Анализ годографов скорости течений в районе Крымского побережья позволяет отметить уменьшение скорости с глубиной до 30 см/с. Дисперсия, указывающая на рассеяние значений скорости около среднего, характеризуется некоторой разбросанностью своих значений по мере удаления от берега. На расстоянии 41 км от берега наблюдается уменьшение дисперсии составляющих скорости течения, что свидетельствует об увеличении устойчивости в зоне основного потока.

Розы течений, построенные по наблюдениям на разрезах, расположенных по нормали к берегу, показали, что наибольшую повторяемость имеют направления, которые совпадают с генеральным направлением береговой черты (рис. 1.30). Аналогич-

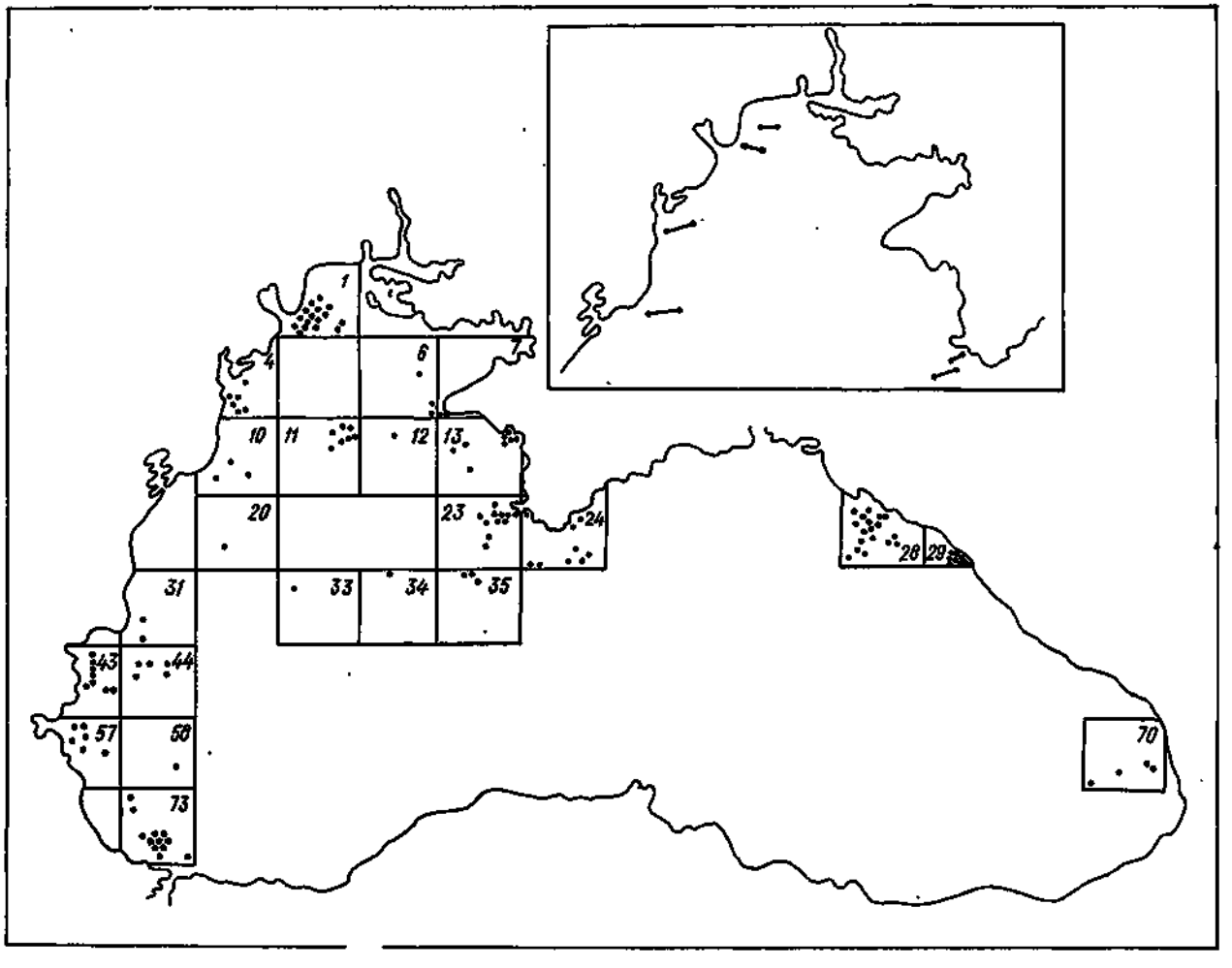


Рис. 1.28. Схема расположения АБС в Черном море.
Нумерация квадратов по работе [13]. На врезке показано положение АБС в северо-западном районе, использованных для иллюстрации особенностей режима течений.

Таблица 1.5

Статистические характеристики течений северо-западного района

АБС	Координаты		Расстояние от берега, км / Глубина, м	Дата постановки	Продолжительность постановки, сут	Горизонт, м	Направление среднего переноса, °	Скорость, см/с		Устойчивость, %	Дисперсия по оси X, см²/с²	Дисперсия по оси Y, см²/с²	Азимут берега, °
	широта	долгота						средняя	максимальная				
1	44°49′	29°54′	30,1 / 46	23 XI 1972	2,7 4,9	10 20	3 190	30,1 21,1	99 80	19,3 3,6	605 304	608 307	185
2	44 56	30 25	60,5 / 54	23 XI 1972	5 5	10 20	188 182	21,3 16,6	41 39	52,3 28,6	180 176	232 136	185
3	45 20	29 50	5,8 / 21	11 III 1965	17 17	5 18	21 2	17,8 4,3	42 30	37,9 32,7	301 18	83 7	185
4	45 20′	30 00	17,8 / 26	11 III 1965	11 16,5 10	5 10 22	96 108 155	11,7 11,2 4,9	36 39 30	19,9 27,1 33,4	115 91 14	64 88 16	185
5	45 20	30 15	37,4 / 30	12 III 1965	1	20	176	11,0	25	22,6	72	68	185
6	46 19	30 41	0,9 / 10	11 IX 1970	8 1,5	3 7	218 46	14,8 6,3	56 23	55,4 47,2	197 16	97 26	205
8	46 17	30 46	7,2 / 20	11 IX 1970	8 8	3 17	208 115	15,5 6,2	35 23	85,6 72,2	71 15	46 17	205
9	46 12	30 44	9,7 / 25	13 X 1966	10 3	10 20	173 154	9,2 14,8	39 46	65,1 78,6	47 162	37 10	200
10	46 20	30 53	11,3 / 27	13 X 1966	10 3	10 20	160 143	8,4 6,9	36 31	48,6 45,5	61 36	32 32	200

ные выводы получены по результатам обработки данных наблюдений за течениями в северо-западной части. Для станций, находящихся вблизи берега, направление среднего переноса совпадает с ориентацией береговой черты.

Влияние берега существенно для поверхностных горизонтов, с увеличением глубины возможны отклонения. Так, например, на расстоянии 0,9 км от берега при азимуте береговой черты 205° на горизонте 3 м направление среднего переноса 218°, а на горизонте 7 м — 45° (см. табл. 1.5).

Как видно из рис. 1.31 в северо-западном районе течения северо-западного направления преобладают в осенне-зимний период, а в весенне-летний сезон картина меняется на противоположную (табл. 1.7).

Выводы, полученные выше, сделаны на основе анализа данных конкретных реализаций. Затем была проведена статистическая обработка всех материалов, осредненных по сезонам, квадратам и слоям (табл. 1.8). Анализ обобщенных материалов показал, что в северо-западной части Черного моря

Таблица 1.6

Статистические характеристики течений района Крымского побережья

АБС	Координаты		Расстояние от берега, км / Глубина, м	Дата постановки	Продолжительность постановки, сут	Горизонт, м	Направление среднего переноса,	Скорость, см/с		Устойчивость, %	Дисперсия по оси X, см²/с²	Дисперсия по оси Y, см²/с²	Азимут берега,
	широта	долгота						средняя	максимальная				
1	44°33′	33°24′	1,8 / 51	15 IV 1973	12 6	15 25	232 259	12,0 22,4	40 88	38,7 17,0	180 174	64 200	230
2	44 30	33 23	7,9 / 90	15 IV 1973	4,6 11	10 15	294 255	14,8 13,2	38 40	31,1 14,3	219 168	179 78	240
5	44 33	33 24	1,8 / 53	18 VI 1973	10 10	10 25	326 315	20,8 17,6	65 62	24,3 71,5	377 231	433 387	220
6	44 30	33 23	7,9 / 93	18 VI 1973	10 10	10 15	320 324	25,2 24,7	81 79	48,3 53,0	402 392	603 577	220
7	44 26	33 19	13,7 / 125	3 VII 1973	14	25	310	18,1	30	47,1	183	247	235
8	44 17	33 03	41,4 / 1820	2 VII 1973	14 14	15 25	293 278	22,3 21,9	40 55	63,6 69,8	143 81	334 248	230

зимой преобладают течения западного сектора, а весной — восточного. Наиболее характерными для северо-западного района являются течения со скоростями до 15 см/с. В квадрате 11 повторяемость течений до 10 м/с осенью составляет в среднем

шаются. В конце осени и зимой изменчивость течений по вертикали относительно мала. В весенне-летний период возможны различные ситуации, в том числе и несовпадение горизонтальной структуры течений в верхнем и придонном слоях. Такие случаи

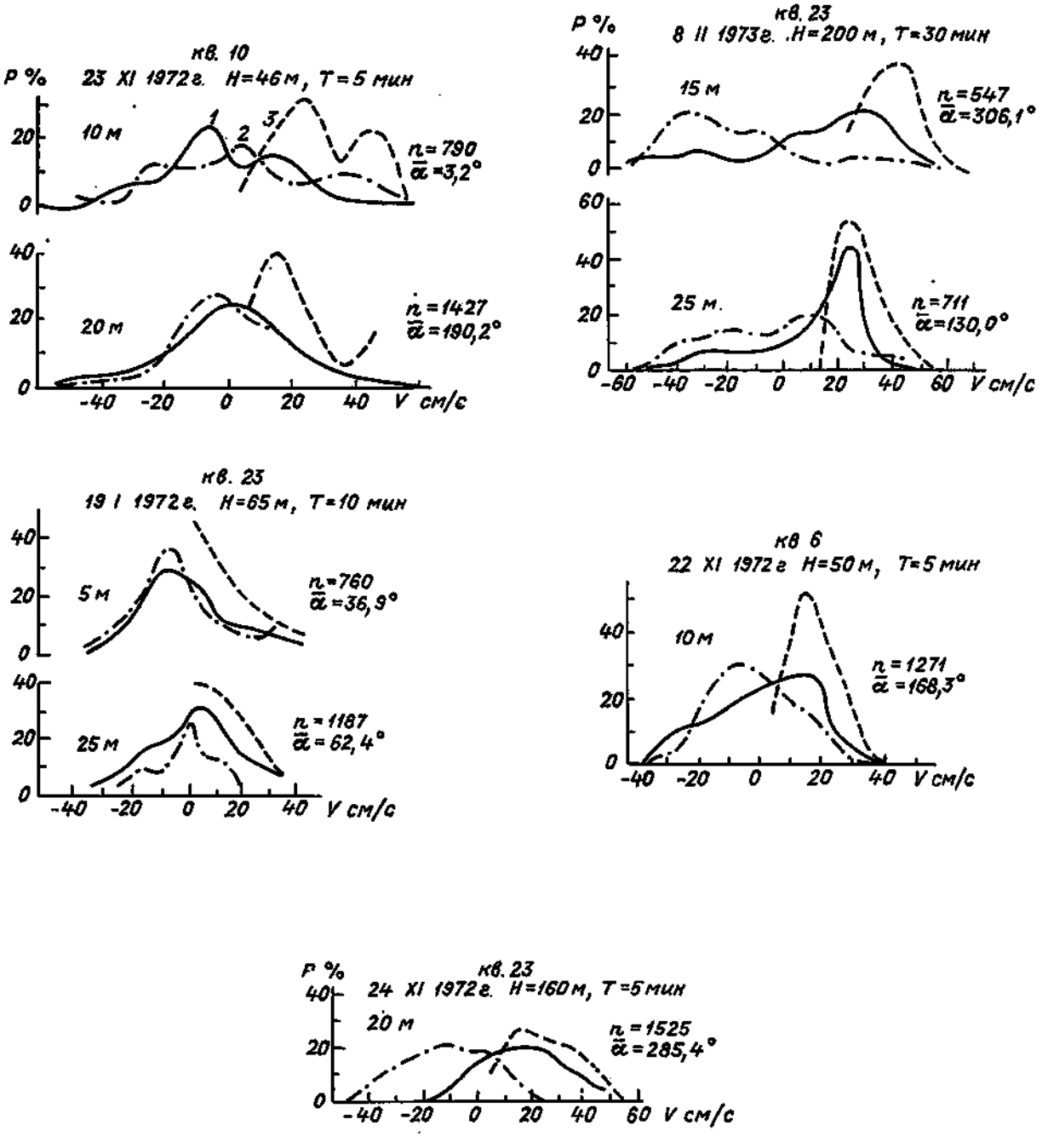


Рис. 1.29. Повторяемость скорости течения в северно-западном районе (квадраты 6, 10) и у Крымского побережья (кв. 23).

1 — продольная составляющая вектора течений *u*; *2* — поперечная составляющая вектора течений *v*; *3* — модуль скорости; *n* — количество отпечатков; *ᾱ* — направление среднего переноса; *H* — глубина места; *T* — дискретность наблюдений.

40—50 %, зимой и весной в 20—30 % случаев отмечаются скорости 10—15 см/с.

Наши результаты неплохо согласуются с выводами, полученными расчетным путем.

Анализ данных позволяет отметить следующие основные черты вертикальной структуры течений. Как правило, скорости течений с глубиной умень-

возникают в период перестройки типов циркуляции вод района. Средняя скорость в поверхностных слоях колеблется от 15 до 20 см/с в северо-западном районе и от 25 до 40 см/с у Крымского побережья.

Западный район. Вблизи болгарского побережья наблюдается течение, идущее против часовой стрел-

ки параллельно берегу: сначала на юго-запад, а затем постепенно оно поворачивает на юго-юго-восток.

Преобладающими ветрами в районе болгарского побережья являются северные, повторяемостью 44,7 % со средней скоростью 7 м/с [112]. Общая повторяемость ветров, способствующих меридиональному переносу вод вдоль побережья Болгарии (СЗ, С, СВ), составляет около 60 % всех ветровых

делим восемь постановок АБС, выполненных в одно и то же время в феврале, июле и октябре (табл. 1.9), и проследим изменение режимно-статистических характеристик с удалением от берега и с глубиной.

Во все сезоны средний перенос примерно совпадает с направлением береговой черты и осуществляется на юго-запад. Средняя скорость потока максимальна на глубине 25 м на удалении 67 км от берега. Устойчивость возрастает с глубиной и с уда-

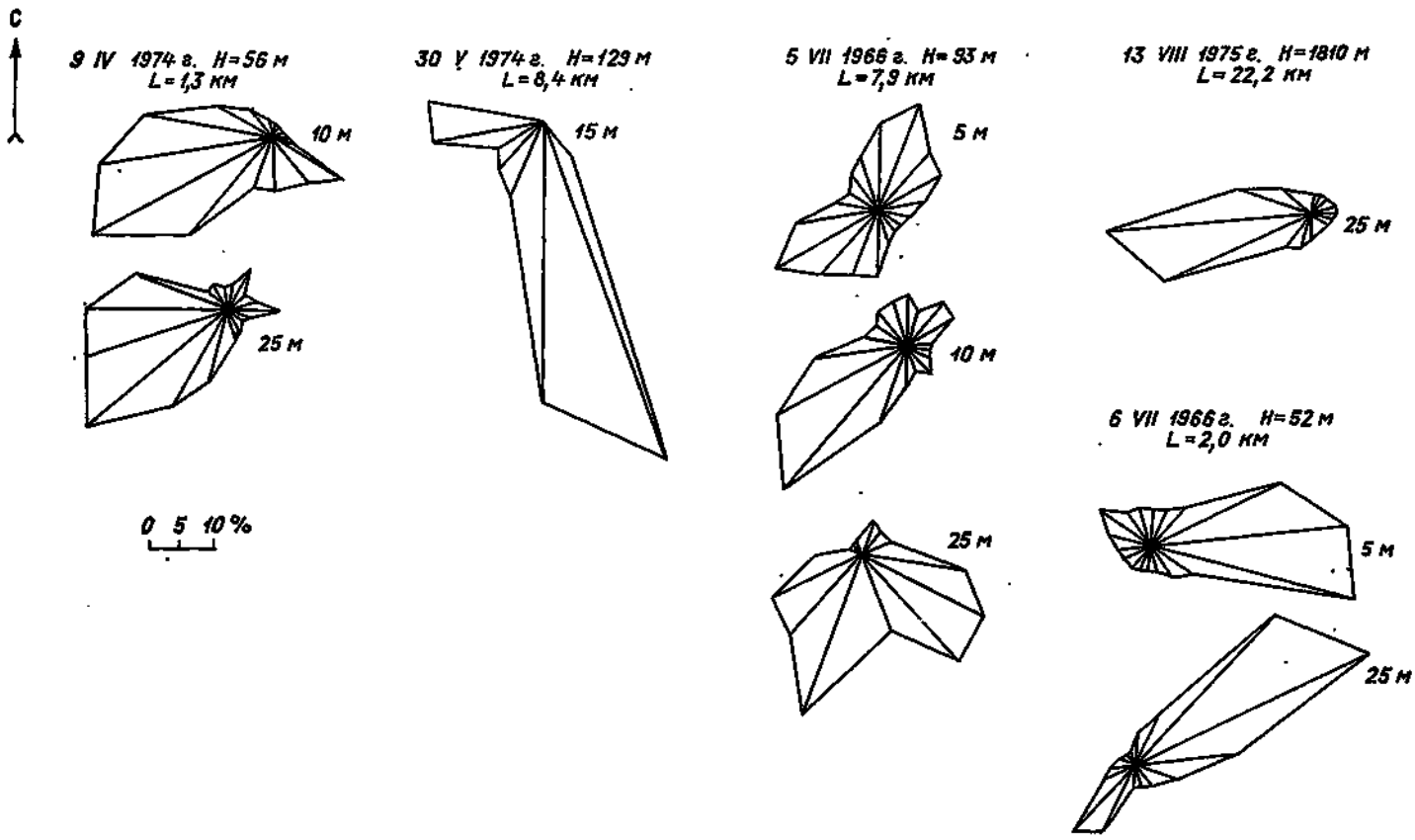


Рис. 1.30. Розы течений у Крымского побережья (кв. 24).
L — расстояние от берега.

ситуаций. Противонаправленные течения в узкой 2-, 3-мильной зоне являются довольно устойчивыми как у относительно прямолинейных участков берега южнее Бургасского залива, так и севернее его (рис. 1.32).

В работе [112] приводятся результаты измерений течений на пяти АБС, поставленных на расстоянии от 9 до 44 км от берега с 27 сентября по 20 октября 1977 г. Материалы наблюдений показали: ближе к берегу юго-западный перенос имеет повторяемость 30—50 %, а вдали от берега (на удалении 44 км) — 58—67 %; повторяемость северо-восточных течений составила 27 % (ближе к берегу) и 3 % вдали от берега. Устойчивость потока изменялась от 74 % на близлежащих к берегу АБС до 65—92 % на мористой АБС. Максимальные значения средних скоростей течений достигали 70—80 см/с в верхнем 10-метровом слое, экстремальные значения 100—140 см/с.

Исходными материалами для статистического анализа послужили данные наблюдений за течениями по 57 постановкам АБС в исследуемом районе, выполненные с 1972 по 1981 г. Продолжительность наблюдений 1—15 сут. Первоначально вылением от берега, достигая 95 % на больших глубинах и 96—98 % на расстоянии 65 км в поверхностных горизонтах.

Дисперсия пульсации составляющих скорости течения является одной из важных характеристик изменчивости течений. В работе [70] был проведен анализ, показавший, что дисперсия зависит от средней скорости потока. Эта зависимость объясняет увеличение дисперсии с удалением от берега, т. е. с приближением к стрежню основного потока. С глубиной изменчивость скорости течения в общем убывает. Дисперсия поперечного компонента скорости течения почти везде оказывается больше дисперсии продольного компонента.

Для выяснения вида функции распределения составляющих скорости течения по материалам наблюдений, выполненных в разные периоды времени, в 14 точках исследуемого района вычислены плотности распределения величин u и v. Дискретность отпечатков 5, 10 и 30 мин, продолжительность от 16 ч до 15 сут. Построенные эмпирические плотности распределения вероятностей (рис. 1.33—1.35) наглядно показывают, что диапазон изменений модулей течений весьма широк (5—90 см/с). В мае

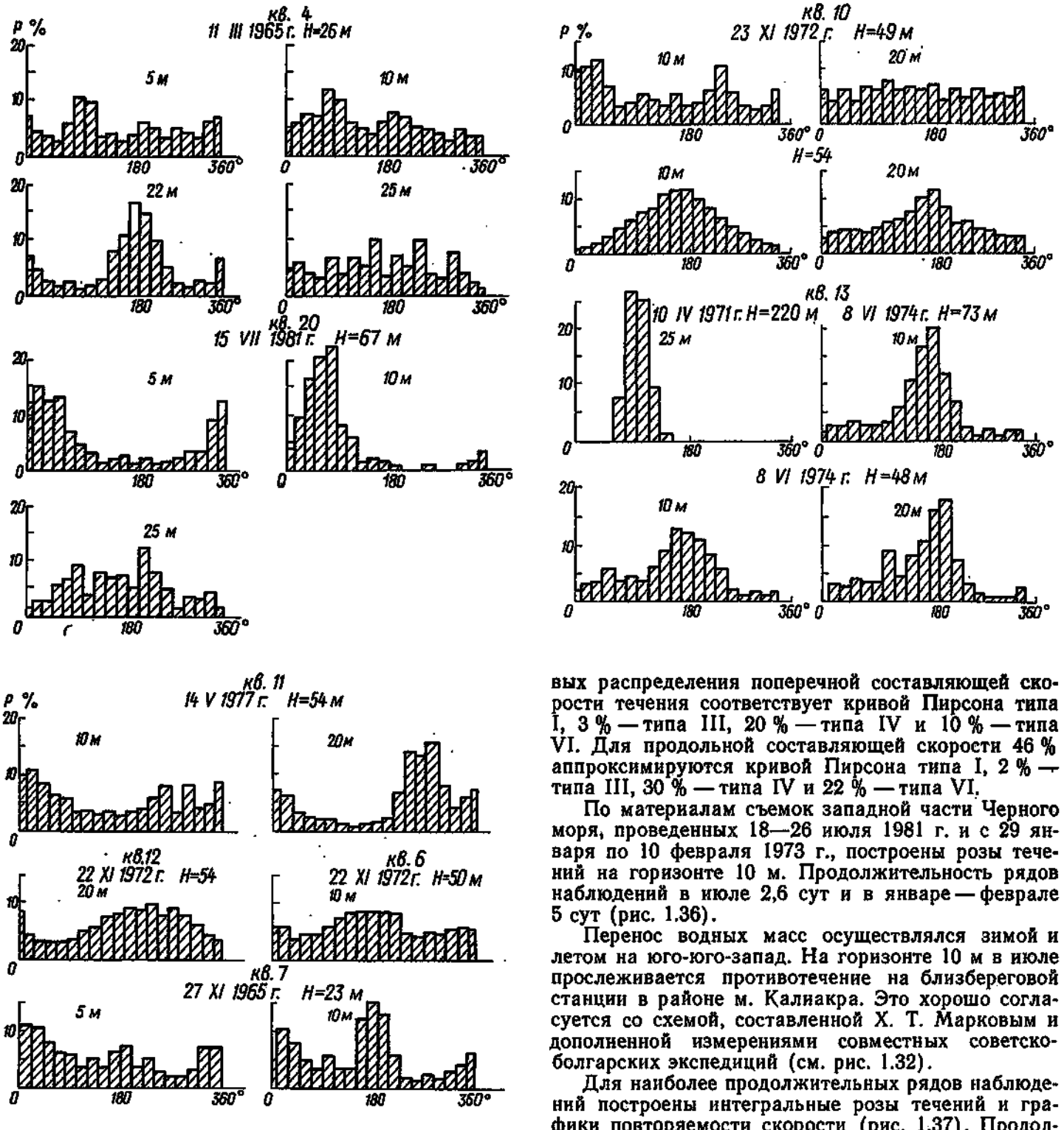


Рис. 1.31. Дифференциальные функции распределения вероятностей направлений течений в различных районах северо-западной части моря.

1979 г. повторяемость скоростей около 40 см/с на горизонте 10 м достигала 50 %. Хорошо видно падение скорости с глубиной до 5—20 см/с, повторяемость которых колеблется от 35 до 80 %. Максимальная скорость 90 см/с отмечена на горизонте 10 м.

Полученные функции распределения скорости течений аппроксимированы аналитическими выражениями. Установлено, что 67 % эмпирических кривых распределения поперечной составляющей скорости течения соответствует кривой Пирсона типа I, 3 % — типа III, 20 % — типа IV и 10 % — типа VI. Для продольной составляющей скорости 46 % аппроксимируются кривой Пирсона типа I, 2 % — типа III, 30 % — типа IV и 22 % — типа VI.

По материалам съемок западной части Черного моря, проведенных 18—26 июля 1981 г. и с 29 января по 10 февраля 1973 г., построены розы течений на горизонте 10 м. Продолжительность рядов наблюдений в июле 2,6 сут и в январе — феврале 5 сут (рис. 1.36).

Перенос водных масс осуществлялся зимой и летом на юго-юго-запад. На горизонте 10 м в июле прослеживается противотечение на близбереговой станции в районе м. Калиакра. Это хорошо согласуется со схемой, составленной Х. Т. Марковым и дополненной измерениями совместных советско-болгарских экспедиций (см. рис. 1.32).

Для наиболее продолжительных рядов наблюдений построены интегральные розы течений и графики повторяемости скорости (рис. 1.37). Продолжительность наблюдений в июле 15 сут, в феврале 10 сут. Как в зимнее, так и в летнее время года преобладали течения юго-западной четверти. Скорость течения зимой выше, чем летом: сказывается увеличение повторяемости и силы северных и северо-восточных ветров. На горизонте 15 м летом преобладали скорости 30—35 см/с, максимальная скорость за период наблюдений была 46 см/с. Зимой преобладали скорости 35—40 см/с, наибольшая — 80 см/с.

Прибосфорский район. Многочисленные наблюдения за течениями различных организаций в этом районе наиболее полно обобщены в работах [29, 31, 34]. Из анализа этих материалов следует, что

Таблица 1.7

Изменение характеристик скорости течения с расстоянием от берега (северо-западный район)

Широта	Долгота	Дата	Горизонт, м	Расстояние от берега, км	Модальное значение, см/с	Повторяемость, %	Максимальная скорость, см/с
45°20′	29°50′	11 III 1965	5	5,8	23	19,0	46
			18		5	63,9	30
45 20	30 00	15 III 1965	5	52,2	8	32,4	36
			10		7	31,4	39
			22		4	58,1	30
44 49	29 54	23 XI 1972	10	30,1	18	21,6	99
			20		17	20,2	80
44 56	30 25	23 XI 1972	10	60,5	24	18,6	41
			20		19	25,6	39
45 45	31 51	22 XI 1972	20	51,5	9	36,3	29
44 13	29 50	15 VII 1981	5	67,9	16	27,3	40
			10		13	21,9	36
			25		8	48,4	32

Таблица 1.8

Повторяемость (%) скорости и направления течений. Квадрат 11
Горизонт: поверхностный

Градации скорости, см/с	Направление течений								Сумма
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
Зима. 2125 отпечатков									
0—5	2,12	2,96	6,31	3,15	1,22	0,99	1,98	2,40	21,13
6—10	2,96	4,05	4,61	2,45	1,93	2,87	5,27	4,75	28,89
11—15	1,98	2,35	4,38	2,26	1,98	2,73	5,04	3,72	24,42
16—20	0,52	1,08	1,65	0,89	0,89	1,41	1,13	2,02	9,60
21—25	0,75	0,52	0,28	0,33	0,38	0,66	1,18	0,85	4,94
26—30	0,61	0,14	0,14	0,33	0,09	0,33	1,41	1,27	4,33
31—35	0,52	0,24	0,05	0,05	0,28	1,08	0,65	1,08	4,94
36—40	0,09	—	0,05	0,05	0,14	0,42	0,56	0,24	1,55
41—45	—	—	—	—	—	—	0,09	0,05	0,14
46—50	—	0,05	—	—	—	—	—	—	0,05
Сумма	9,55	11,39	17,46	9,51	6,92	10,49	18,31	16,38	100,00
Весна. 1487 отпечатков									
0—5	3,56	4,91	3,23	5,04	3,70	2,89	1,14	1,34	25,82
6—10	4,44	3,09	5,04	2,69	2,62	2,62	2,42	2,35	25,29
11—15	3,50	2,22	4,57	0,81	1,28	1,88	1,68	0,87	16,81
16—20	1,34	4,24	2,42	1,41	0,87	1,01	0,54	1,21	13,65
21—25	2,89	4,03	1,68	0,27	—	0,27	0,07	0,07	10,02
26—30	0,74	3,03	0,81	—	—	—	—	—	7,07
31—35	0,34	1,88	0,67	—	—	—	—	—	9,59
36—40	0,13	0,47	0,07	—	—	—	—	—	0,67
41—45	0,07	—	—	—	—	—	—	—	0,07
Сумма	17,01	23,87	18,49	10,22	8,54	8,67	6,99	6,19	100,00
Осень. 826 отпечатков									
0—5	6,90	5,57	3,51	4,12	3,51	5,93	9,32	9,08	47,94
6—10	7,02	2,66	2,30	2,42	4,00	4,84	8,35	12,11	43,70
11—15	0,97	0,86	—	0,36	0,36	0,85	2,18	2,06	7,63
16—20	0,12	0,12	0,12	—	0,12	0,12	0,12	—	0,73
Сумма	15,01	9,20	5,93	6,90	7,99	11,74	19,98	23,24	100,00

ОЧТ на расстоянии 10—35 км от Босфора в большинстве случаев направлено на восток и восток-юго-восток. При приближении к берегу поверхностное течение раздваивается. Одна его ветвь отклоняется по направлению к Босфору [31].

Средиземноморские воды в мелководной части прибосфорского района Черного моря перемещаются тонким слоем по дну. До северного порога они движутся на северо-северо-восток. За порогом направление движения средиземноморских вод меняется на запад, запад-северо-запад, в 10 км от входа в Босфор — на северо-запад, в 20 км оно отклоняется на северо-восток.

Нами рассмотрены и обобщены материалы наблюдений за течениями за период после 1970 г.

Подробные наблюдения в прибосфорском районе были проведены ИнБЮМом в 1970 и 1972 гг. [31]. В эти периоды одновременно с буйковыми станциями ставились автономные придонные установки (АПУ) с двумя БПВ (1 м и 0,5 м от дна).

Наблюдения весной 1970 г. проводились в штилевую погоду. Осенью 1972 г. в первые сутки наблюдений был слабый (до 5 м/с) северо-восточный ветер, затем ветер с поворотом по часовой стрелке отклонился к юго-западу и усилился до 10—15 м/с. Такое направление ветра (с постепенным ослаблением скорости) сохранялось до конца наблюдений [31] (табл. 1.10).

По многолетним наблюдениям средняя повторяемость северных и северо-восточных ветров для района Босфора составляет 52 %, южных и юго-западных — 29 %. Причем максимум повторяемости северных и северо-восточных ветров (67 %) приходится на лето, а максимум повторяемости южных и юго-западных (33 %) — на весну [34].

Для анализа течений в прибосфорском районе были использованы материалы 33 постановок АБС. Дискретность измерений 5, 10, 15 мин, продолжительность 10 ч — 5 сут.

В июле 1972 г. все станции были расположены в 60—75 км от берега, продолжительность наблюдений составила около 1,5 сут, дискретность отпечатков — 5 мин.

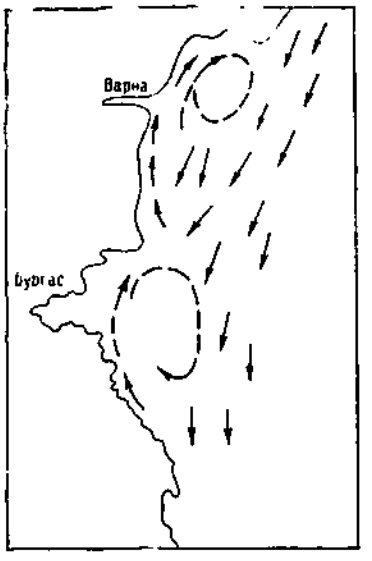


Рис. 1.32. Схема течений в поверхностном слое моря у побережья Болгарии.
Штриховыми линиями отмечены локальные антициклонические круговороты [112].

На рис. 1.38 представлены интегральные розы и распределение повторяемостей скоростей течений на горизонте 25 м. Перенос вод осуществляется на юго-восток и восток практически параллельно береговой черте в толще вод до 200 м, т. е. наблюдалось преобладающее для всего Черного моря течение (циклонический круговорот).

Таблица 1.9

Статистические характеристики течений западного района моря

АБС	Координаты: широта	Координаты: долгота	Дата	Глубина, м	Горизонт, м	Продолжительность наблюдений, сут	Направление, °	Скорость, см/с: средняя	Скорость, см/с: максимальная	Устойчивость, %	Дисперсия по оси X, см²/с²	Дисперсия по оси Y, см²/с²	Азимут берега, °	Расстояние от берега, км
1	43°20′	28°35′	9 II 1973	58	10	2	146	16	42	57	109	139	20	9
					25	2	347	12	24	12	101	59		
2	43 06	29 10	10 II 1973	1400	15	10	237	30	80	91	163	158	20	63
					25	10,5	181	36	47	22	559	702		
3	43 09	28 51	18 VII 1972	430	15	0,5	217	18	29	67	86	140	20	37,8
					25		172	6	12	18	31	20		
4	43 09	29 15	18 VII 1972	1600	15	1	240	37	46	96	22	111	20	63
					25	1	234	38	47	98	17	59		
5	42 29	28 05	20 VII 1981	66	5	2	223	22	36	68	12	38	330	28,8
					10	2,5	239	24	48	72	191	424		
					25	2,5	306	35	62	64	825	809		
6	42 30	28 20	20 VII 1981	96	5	2,5	195	24	54	80	89	196	330	43,2
					10	2,5	194	37	71	82	279	432		
7	43 01	28 10	7 X 1977	35	20	11	217	32	69	35	854	304	360	21,6
					10	11	230	32	76	45	786	296		
8	42 57	28 27	12 X 1977	96	10	7	3	24	32	81	897	49	360	46,8

Скорости течений убывали от ст. 1 к ст. 4. Наибольшую повторяемость на ст. 1 имела градация 60—65 см/с, а на остальных станциях — 20—40 см/с.

В 1978 г. наблюдения за течениями в прибосфорском районе провело в два этапа СО ГОИНа: 15—18 и 25—27 марта [14]. Вертикальная структура на обоих этапах различна. В первом периоде наибольшая средняя скорость течений на поверхности (25 см/с), на втором этапе — на горизонте 50 м (30 см/с). Ко дну скорость уменьшалась. Скорости на втором этапе в слое средиземноморских вод увеличились незначительно, в черноморском потоке возросли в 1,5 раза. Среднее направление переноса вод на обеих станциях сохранилось (табл. 1.11). На первом этапе поток был менее устойчив по направлению в слое черноморских вод (на горизонте 75 м — 48 %). Устойчивость средиземноморского потока, высока (94—98 %) на обоих этапах.

Очередная съемка 31 июля — 5 августа 1981 г. проводилась в 21—35 км от берега. Продолжитель-

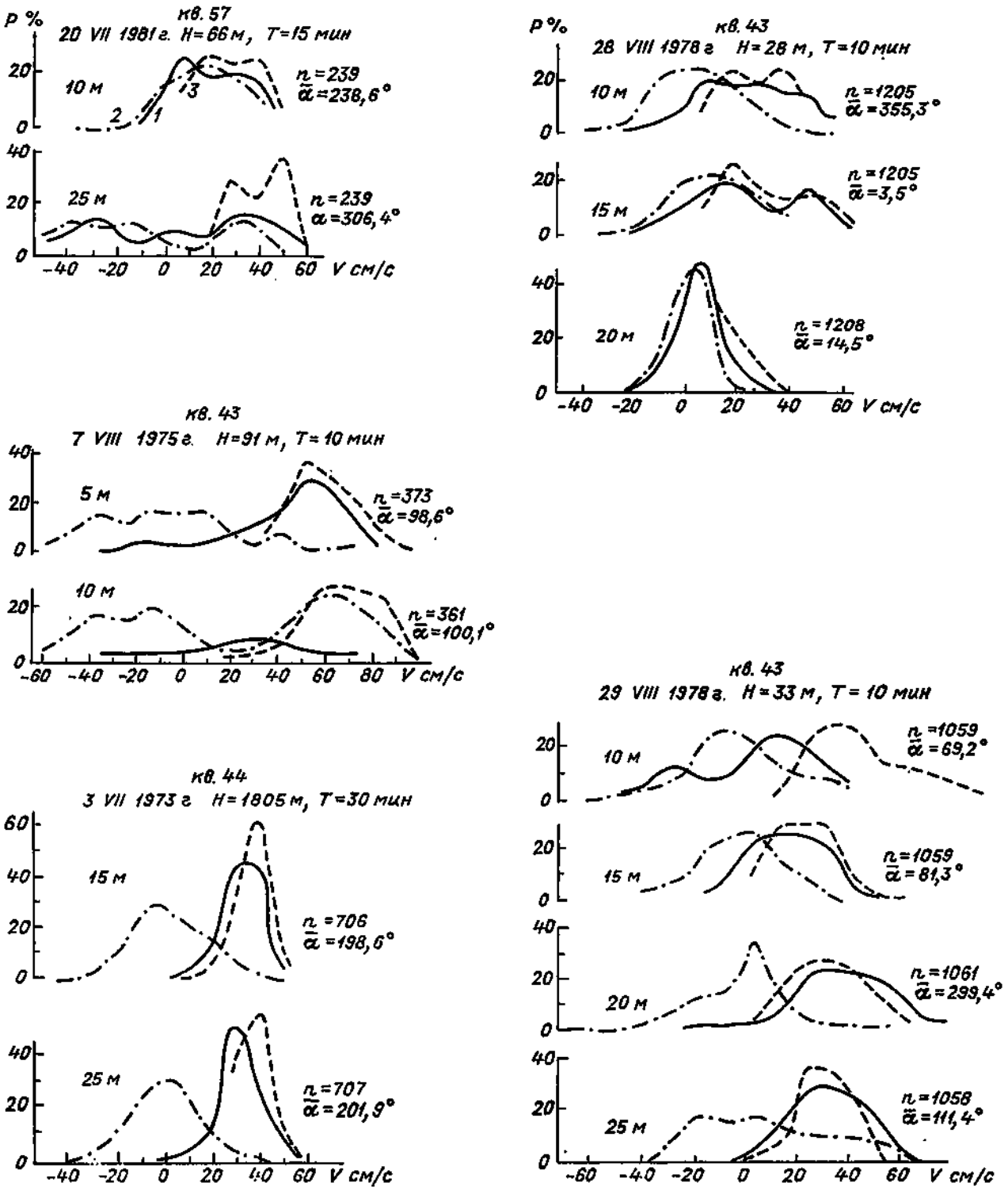


Рис. 1.33. Повторяемость скорости течения в различных районах западной части моря. Лето.
Усл. обозначения см. рис. 1.29.

ность рядов наблюдений 10 ч — 5 сут, дискретность отпечатков — 15 мин.

Анализируя рисунки с интегральными розами течений для горизонтов 5 и 25 м (рис. 1.39), можно отметить, что ситуация в прибосфорском районе с приближением к берегу (при циклоническом круговороте) не изменяется. Преобладающий перенос направлен на юго-восток, восток-юго-восток. При приближении к прол. Босфор с северо-запада поверхностные воды несколько отклоняются в его сторону, что и отмечалось в работе [31].

Для представления о возможной повторяемости скоростей течений в различные месяцы года для самых продолжительных (2—5 сут) АБС, расположенных в 13—24 км севернее входа в прол. Босфор, построены графики повторяемости скоростей для горизонта 10 м (рис. 1.40). Преобладающий перенос во всех случаях имел юго-восточное направление. Максимальная скорость 86 см/с отмечена в августе 1975 г. на горизонте 10 м. Наибольшую повторяемость на обоих горизонтах имели скорости 20—40 см/с.

В придонном слое прибосфорского района распространяется плотная средиземноморская вода. По имеющимся материалам наблюдений за течениями, однако, не представилось возможным определить четкую границу между средиземноморским и черноморским потоками.

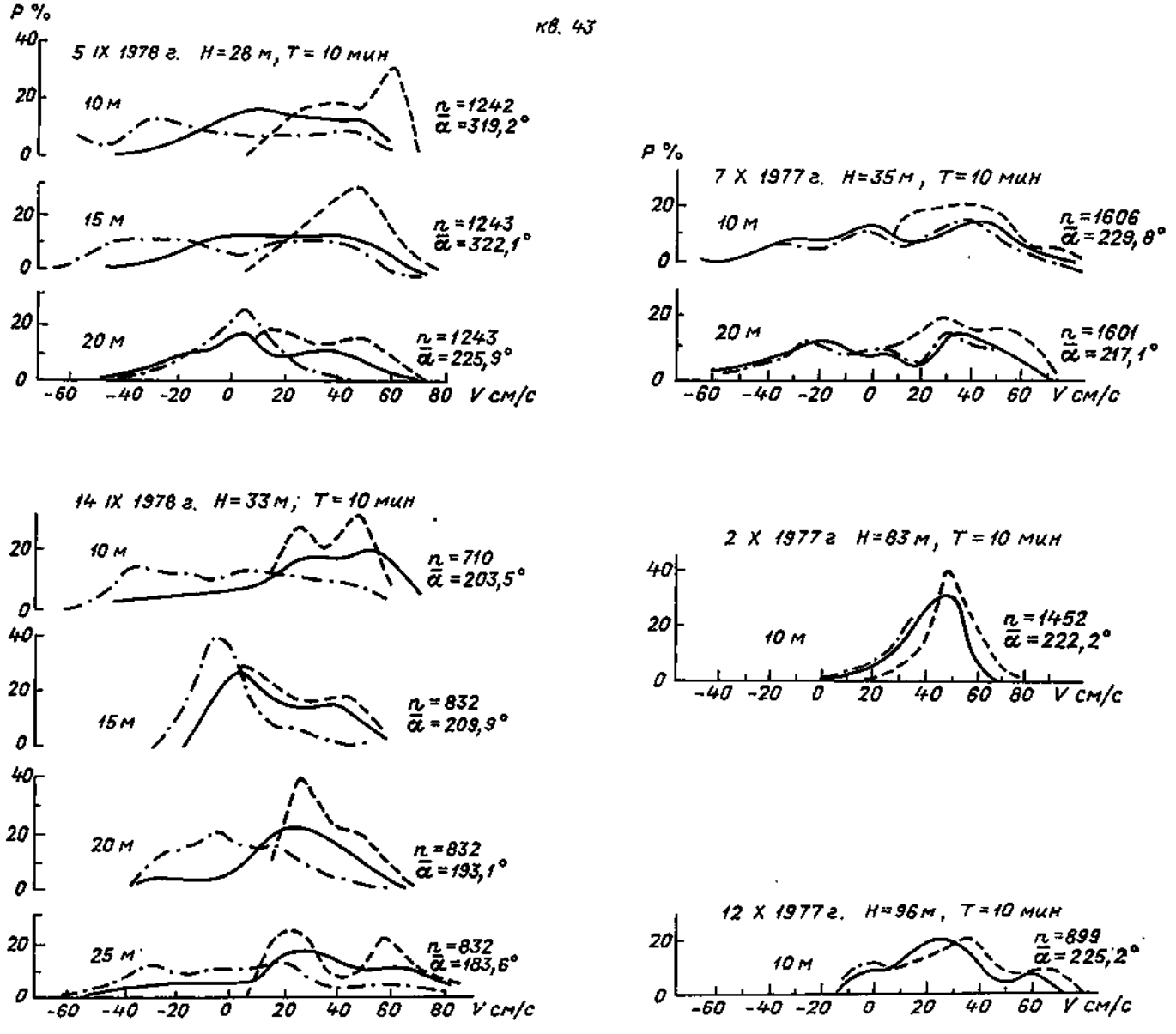


Рис. 1.34. Повторяемость скоростей течений в различных районах западной части моря. Осень.
Усл. обозначения см. рис. 1.29.

Съемка района 31 июля — 5 августа 1981 г. с помощью АБС и автономных придонных установок (АПУ) с БПВ, расположенными в 0,5 м от дна, позволяет представить картину переноса вод (см. рис. 1.39). Она в общем согласуется с описанием, приведенным в работе [31]. На ст. 5 поток вод в течение 5 сут имел юго-восточное и восточное направление на всех горизонтах, включая придонный слой, где с преобладающими скоростями 6—10 см/с перемещались черноморские воды.

Проследим изменения режимно-статистических характеристик течений с удалением от берега

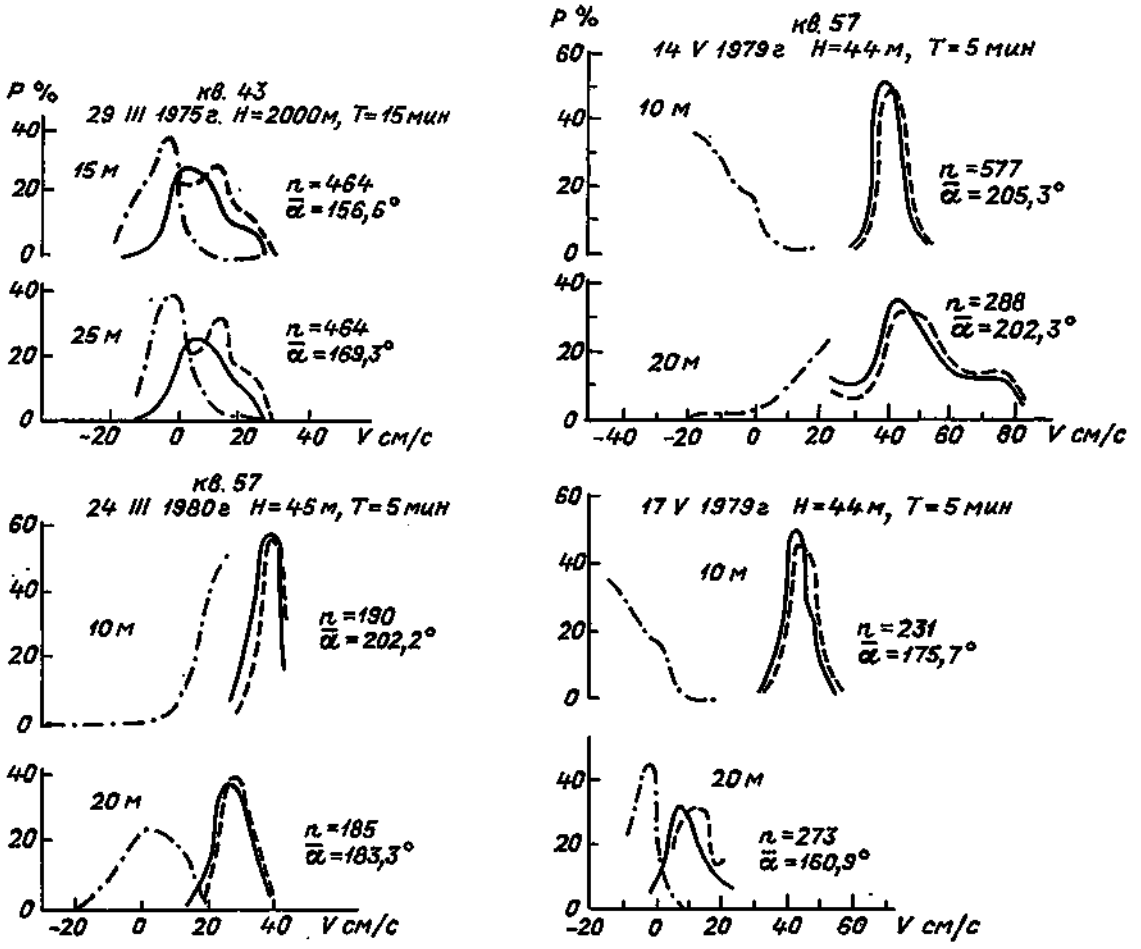


Рис. 1.35. Повторяемость скоростей течений в различных районах западной части моря. Весна.
Усл. обозначения см. рис. 1.29.

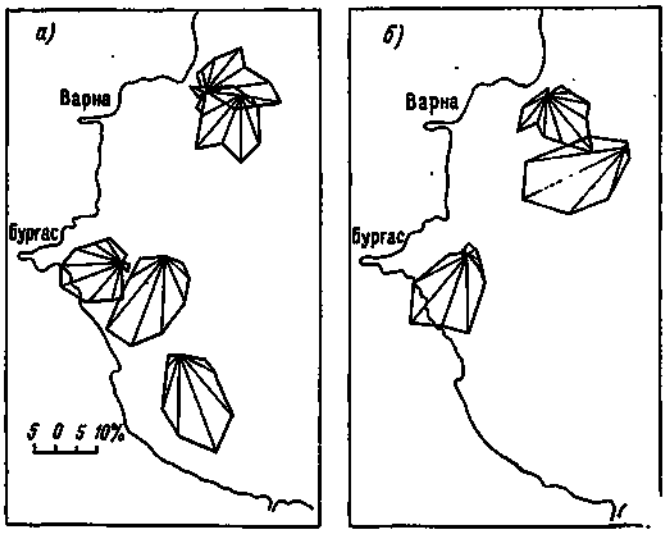


Рис. 1.36. Розы течений, построенные по результатам съемки западной части моря.
а — 18—26 июля 1981 г.; *б* — 29 января — 10 февраля 1973 г.; горизонт 10 м.

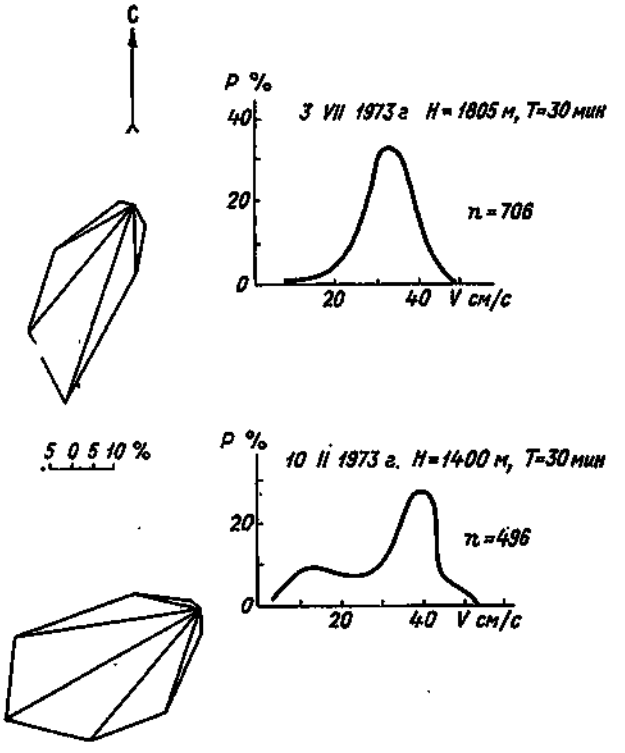


Рис. 1.37. Интегральные характеристики повторяемости скорости и направления течений в западной части моря.
Горизонт 15 м.

Таблица 1.10

Направление и устойчивость течения в прибосфорском районе Черного моря при различных метеорологических условиях [31]

5—8 III 1970			9—13 X 1972		
горизонт, м	направление, °	устойчивость, %	горизонт, м	направление, °	устойчивость, %
Черноморский поток					
10	140	93	15	289	39
25	145	85	30	317	71
50	135	88	55	320	85
85	140	83	80	312	67
Средиземноморский поток					
91	25	98,5	94	350	100
91,5	15	99,5	94,5	354	100

(табл. 1.11). На станциях 5—10 средний вектор течения направлен на восток, юго-восток на горизонте 5 м, а на горизонте 25 м (станции 5 и 7) — на юго-юго-восток. Средние скорости достигали на горизонте 5 м 30 см/с, на горизонте 25 м — 23 см/с. Устойчивость течения при этом колебалась в пределах 76—93 % на горизонте 5 м и 61—82 % на горизонте 25 м.

Дисперсия поперечного компонента скорости течения в большинстве случаев превышала дисперсию продольной. В устойчивом потоке с большими скоростями (в проливах, вблизи берега и на других акваториях) поперечные градиенты скорости обычно превышают продольные на один — два порядка [31]. Поэтому преобладание в нашем случае дисперсии поперечной составляющей скорости течения над продольной объяснимо.

Для станций 1—4 направление среднего переноса от станции к станции с запада на восток изменялось от юго-юго-восточного до восточного, северо-восточного. Средняя скорость потока, достигая 63 см/с на горизонте 25 м, с глубиной убывала. Устойчивость на всех горизонтах превышала 90 %.

Дисперсия на горизонте 25 м с удалением от берега возрастает. С глубиной дисперсия обоих компонентов убывает, что связано с уменьшением средней скорости потока.

Для выяснения вида функции распределения составляющих скоростей течений по материалам съемок вычислены плотности распределения величин u, v и модуля на станциях 5, 7, 8 и 1—4 (рис. 1.41). Видно, что модули течений на горизонте 5 м изменяются от 7 до 45 см/с, на 25 м — от 1 до 67 см/с.

Полученные функции распределения аппроксимированы аналитическими выражениями [81, 162]. Из 20 эмпирических кривых распределения поперечной составляющей 12 аппроксимированы кривой Пирсона I типа, семь — IV типа и одна — VI типа. Для продольной составляющей: одна — I типа, 12 — IV типа и семь — VI типа.

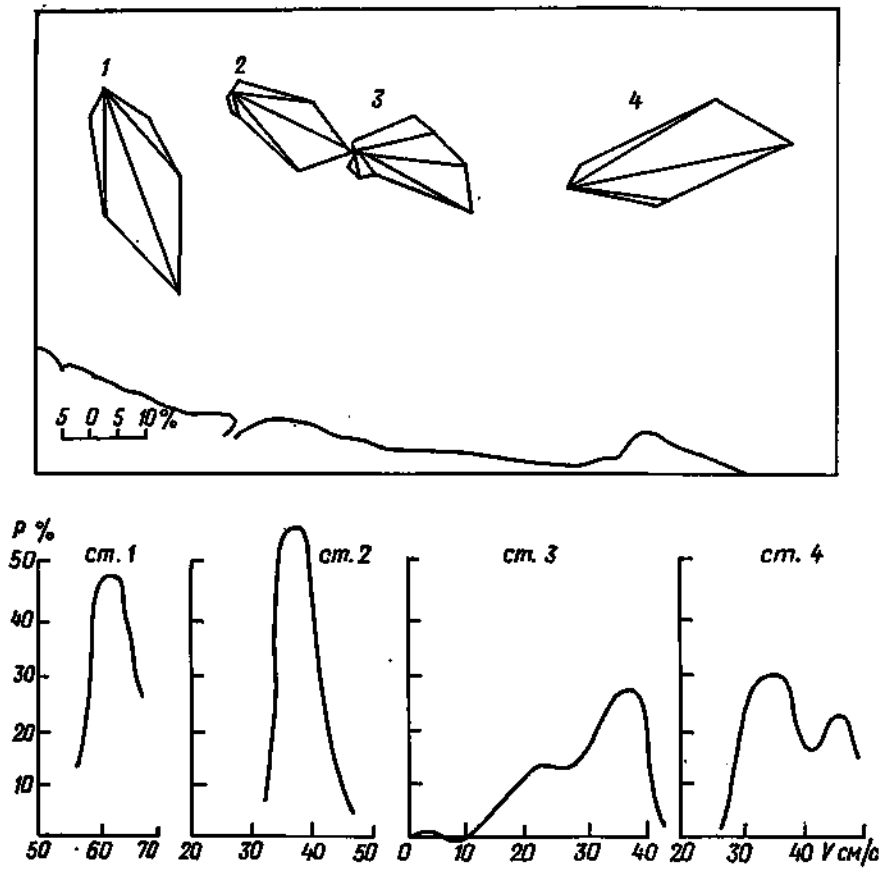


Рис. 1.38. Повторяемость скорости и направления течения, рассчитанная по результатам съемки прибосфорского района моря 12—17 июля 1972 г.
Горизонт 25 м.

Таблица 1.11

Статистические характеристики течений прибосфорского района

Широта	Долгота	Дата	Глубина, м	Горизонт, м	Продолжительность наблюдений, сут	Направление потока, °	Средняя скорость, см/с	Максимальная скорость, см/с	Устойчивость, %	Дисперсия по оси X, см²/с²	Дисперсия по оси Y, см²/с²	Азимут берега, °	Расстояние от берега, км
41°53′	31°04′	12 VII 1972	1570	25	12,3	73	38	48	97	41	76	90	63
41 56	29 06	16 VII 1972	1380	25	12	144	38	50	89	113	286	110	72
41 48	29 28	16 VII 1972	1920	25	12	101	31	42	77	169	298	100	64,8
41 56	28 44	17 VII 1972	470	25	12,6	157	63	67	94	36	442	130	59,4
41 29	29 02	30 IX 1974	89	10	3	303	36	60	69	344	431	100	30,6
				25	3	250	16	48	28	239	74		
41 27	29 06	15 III 1978	95	5	3,5	70	25	46	30	220	400	100	36
				10	1,7	79	25	49	22	216	448		
41 28	29 06	25 III 1978	95	5	2	100	40	60	59	302	1420	100	37,8
				10	2	105	28	67	65	370	1434		
41 32	28 44	31 VII 1981	89	5	0,8	116	31	40	86	79	223	115	21,6
				25	0,8	143	25	36	64	202	242		
41 22	28 54	3 VIII 1981	93	5	0,5	120	32	43	93	50	146	115	27
				25	0,5	168	7	13	66	10	22		
41 29	29 10	5 VIII 1981	98	5	1	139	20	39	68	124	165	90	27
				25	1	127	23	28	82	58	165		

Район Кавказского побережья. Исследованию внутригодовой изменчивости течений на шельфе Кавказского побережья Черного моря посвящены работы [102, 135, 171]. Поскольку в этих работах приведены результаты анализа изменчивости течений за большой период, то они заслуживают более детального рассмотрения.

Для статистического анализа был использован непрерывный 3-летний ряд измерений течений в поверхностном слое с дискретностью 1 ч (измерения выполнены со стабилизированного буя, установленного на глубине 70 м в 5,5 км от берега в районе Геленджика). Были вычислены дифференциальные функции распределения вероятностей (гистограммы) направления течения (с шагом 10°) и скорости (через 5 см/с) на каждый месяц по всему 3-летнему ряду наблюдений. Анализ гистограмм свидетельствует о ярко выраженном бимодальном распределении направления течения. Наибольшими вероятностями обладают две диаметрально противоположные градации направления: 300—310° и 120—130°, что в точности совпадает с ориентировкой береговой черты в районе наблюдений.

Численные значения вероятностей двух указанных мод направления течения имеют хорошо выраженный сезонный ход. В осенне-зимний период те-

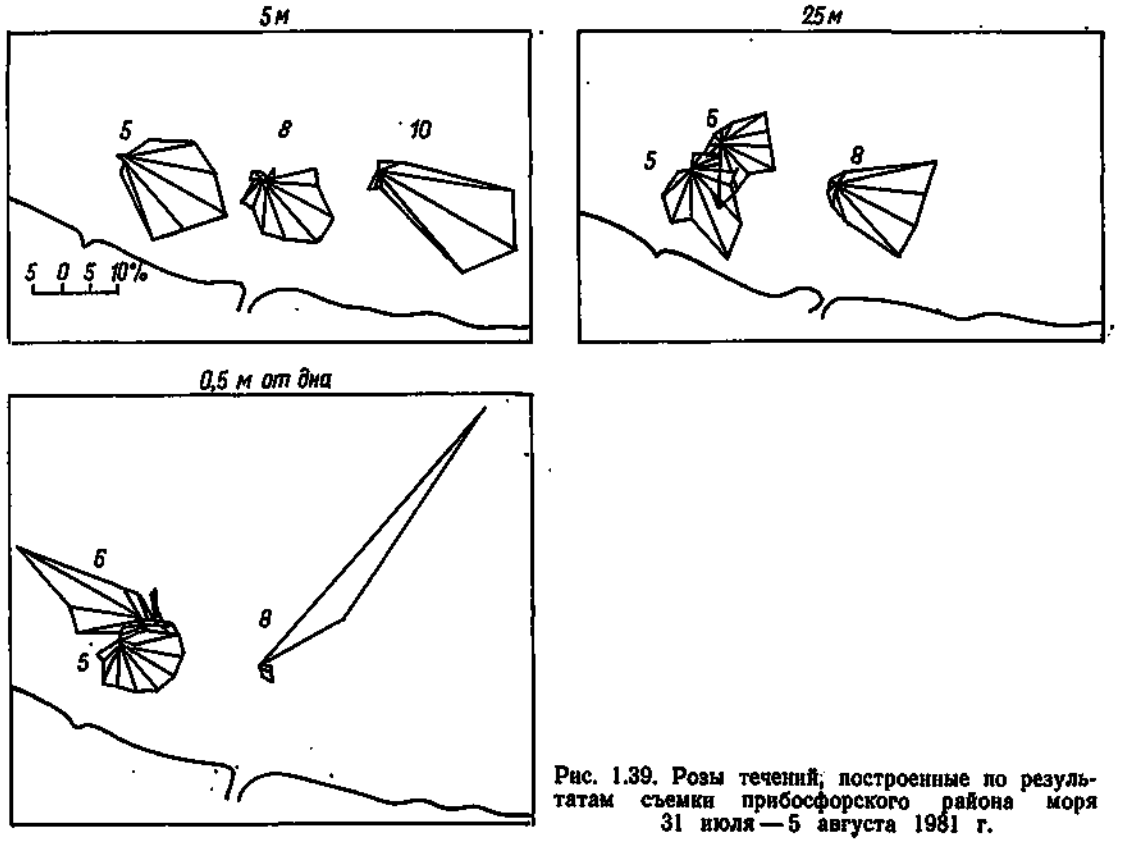


Рис. 1.39. Розы течений, построенные по результатам съемки прибосфорского района моря 31 июля — 5 августа 1981 г.

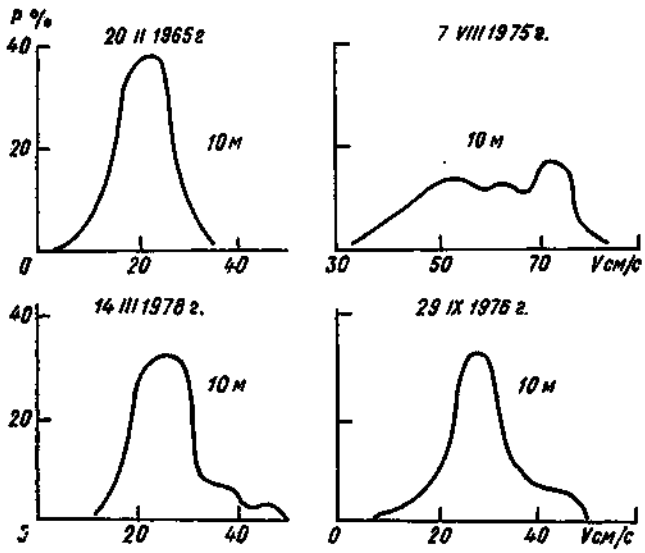
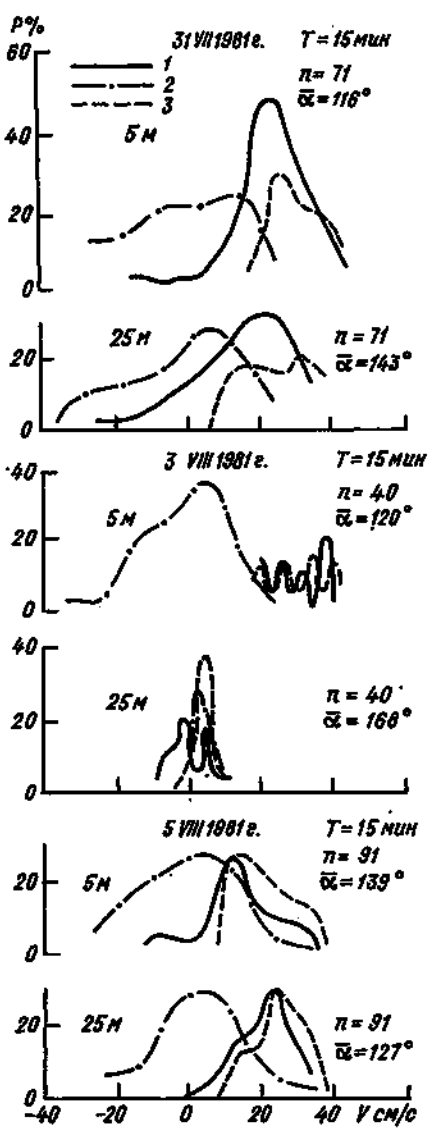


Рис. 1.40. Повторяемость скорости течений в прибосфорском районе моря.

чения северо-западного направления существенно преобладают над юго-восточными (рис. 1.42), а в весенне-летний сезон картина меняется на противоположную, причем в годовом аспекте наиболь-



шей модой (с превышением на 5—10 %) обладают северо-западные течения. В осенне-зимний сезон наблюдается расширение диапазона скоростей и сдвиг модального значения в сторону больших скоростей обычно до 10—15 см/с (иногда до 15—20 см/с), а в теплый сезон — обратная тенденция: сокращение диапазона измеряемых скоростей и уменьшение абсолютного значения модальной скорости до интервала 5—10 см/с или даже до 0—5 см/с.

Оценка соотношения между двумя основными секторами направления течений за 3 года показала, что естественной границей раздела между северо-западным (от 220 до 40°) и юго-восточным (от 40 до 220°) секторами является нормаль к берегу, характеризующаяся минимальным значением вероятности течений. Данные о распределении осредненных помесячно (за 3 года) вероятностей направления по указанным секторам приводятся в табл. 1.12. Анализ табл. 1.12 показывает, что 7 мес в году — с ноября по март и в июне — июле преобладают течения северо-западного сектора (наибольшая вероятность северо-западных течений наблюдается в феврале). Течения юго-восточного сектора преобладают лишь 5 мес в году — в апреле — мае и с августа по октябрь, достигая максимальной вероятности в мае. В целом за год преобладание северо-

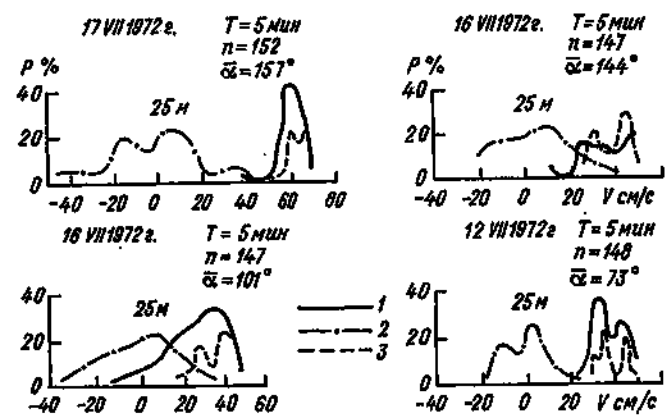


Рис. 1.41. Повторяемость скоростей течений в прибосфорском районе моря.
Усл. обозначения см. рис. 1.29.

западных течений над юго-восточными составляет обычно около 10 %, а в среднем за три указанных года — немногим более 6 %.

В отдельные годы соотношение между вероятностями течений этих направлений может отличаться от рассмотренного, что, очевидно, связано с межгодовой изменчивостью. Последняя будет исследована по мере накопления достаточной для статистического анализа длины экспериментальных рядов.

Авторы этой работы предостерегают от неверного отождествления северо-западных и юго-восточных течений соответственно с циклонической и антициклонической циркуляцией вод Черного моря, как это нередко делается. Частую смену направлений течений на противоположные, которая происходит с периодичностью примерно 4—6 сут, по их мнению, следует объяснять происхождением прибрежных вихрей [97], а не сменой знака циркуляции. Следовательно, статистику направлений этих тече-

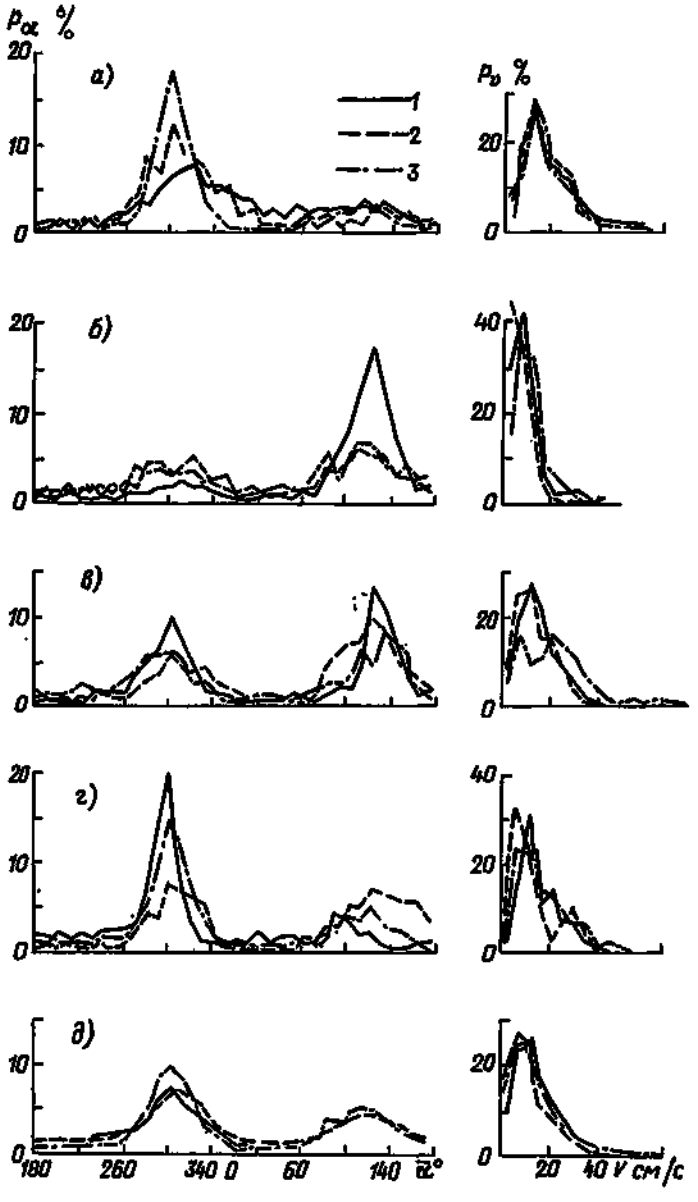


Рис. 1.42. Дифференциальные функции распределения вероятностей направления (P_α) и модуля скорости (P_v) течений в районе Кавказского побережья.

а — февраль, *б* — май; *в* — август; *г* — ноябрь; *д* — за год; *1* — 1976 г.; *2* — 1977 г.; *3* — 1978 г.

ний нельзя рассматривать как статистику циркуляций того или иного знака в масштабах всего моря или его восточной половины.

Выявленную внутригодовую изменчивость вероятностей двух основных секторов направления течений удалось объяснить ветровым режимом в районе наблюдений. На рис. 1.43 показаны совмещенные графики вероятностей (за 3 года) 60-градусных секторов северо-западного (от 280 до 340°) и юго-восточного (от 100 до 160°) течений и соответствующих им 100-градусных секторов направления ветра (от 220 до 320° и от 40 до 140°). Это связано с большей, чем у течений, изменчивостью ветра по направлению и с учетом угла отклонения течений (вправо). Для удобства сопоставления принцип определения направления ветра и течения принят одинаковым. Согласованный ход кривых вероятностей направления течений и ветра свидетельствует о тесной взаимосвязи между ними.

Ярко выраженная внутригодовая (сезонная) изменчивость хорошо прослеживается по средним месячным значениям зональной и меридиональной составляющих течений, модуля скорости и направления. Наличие периодической внутригодовой изменчивости дает возможность аппроксимировать годовой ход течений. С этой целью путем фильтрации был выделен годовой компонент изменчивости зональной составляющей течения с периодом 12 мес, а также получен «постоянный» (средний) компонент течения. Годовая составляющая обусловлена в основном сезонным ходом ветра.

Установлено, что в первом приближении внутригодовую изменчивость течений можно представить суммой постоянного (среднего годового) компонента и компонента, изменяющегося с годовым периодом. Поскольку годовой компонент не является строго гармоническим, то было целесообразно ввести формально дополнительные гармоники, не содержащие физического смысла, но улучшающие аппроксимацию. Анализ показал, что наилучшим вариантом (по минимуму стандартного отклонения рассчитанных значений от натурных) является аппроксимация внутригодовой изменчивости тремя гармониками с периодами 12, 4 и 3 мес.

Расчетом хода средних месячных течений по указанной методике за 3 года (1976—1978) получено, что стандартное отклонение вычисленных

Таблица 1.12

Вероятность направления течений на шельфе Кавказского побережья [135], %

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Среднее за год
Северо-западный сектор (220—40°)													
1976	62,5	66,2	54,6	42,1	18,0	53,8	50,9	48,4	50,1	39,4	72,7	48,0	50,6
1977	72,6	76,1	54,3	55,2	44,8	63,8	53,4	37,6	47,4	53,4	43,0	53,9	54,7
1978	50,4	75,0	75,5	40,4	42,3	40,4	48,1	55,8	48,3	51,7	63,7	60,0	54,3
Среднее	61,8	72,4	61,5	45,9	35,0	52,7	50,8	47,3	48,6	48,2	59,8	54,0	53,2
Юго-восточный сектор (40—220°)													
1976	37,5	33,8	45,4	57,9	82,0	46,2	49,1	51,6	46,9	60,5	27,3	52,0	49,4
1977	27,4	23,9	45,7	44,8	55,2	36,2	46,6	62,4	52,6	46,6	57,0	46,1	45,3
1978	49,6	25,0	24,5	59,6	57,7	59,6	51,9	44,2	51,7	48,3	36,3	40,0	45,7
Среднее	38,2	27,6	38,5	54,1	65,0	47,3	49,2	52,7	51,4	51,8	40,2	46,0	46,8

значений от фактических для зональной составляющей течения оказалось равным $\sigma_u = 2{,}4$ см/с, а для меридиональной составляющей $\sigma_v = 1{,}7$ см/с. Как показало сравнение рассчитанных и фактических значений, предложенная аппроксимация в целом правильно описывает внутригодовую изменчивость течений и обнаруживает вполне удовлетворительное согласие с экспериментальными данными.

Численные значения первых членов использованных уравнений (средняя годовая (стационарная) циркуляция, на которую накладывается годовая изменчивость) указывают на циклонический характер средней годовой циркуляции (направление 311°). Между тем диагностический расчет по численной модели [158] показал, что в прибрежной зоне вдоль всего побережья Черного моря (включая и район 3-летних измерений течений) существует стационарная антициклоническая циркуляция. Как видим, по результатам анализа длительных измерений течений, изложенным в цитированной работе, существование стационарной антициклонической циркуляции у Кавказского побережья (по крайней мере в районе наблюдений) не подтверждается. Вместе с тем следует также отметить, что репрезентативность измерений в одной точке зависит от пространственной изменчивости поля течений и в общем случае ограничена.

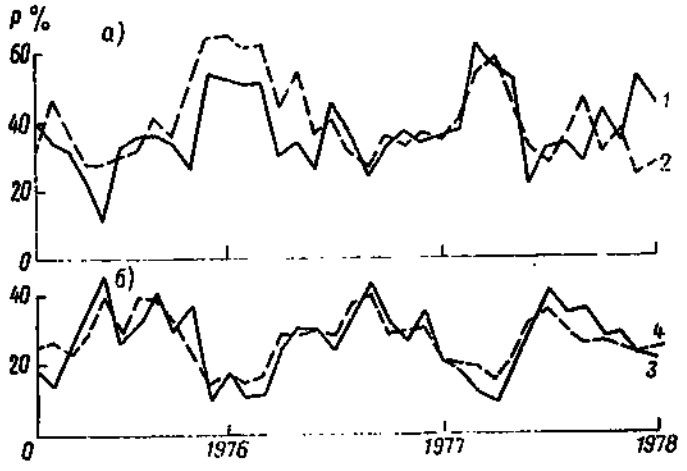


Рис. 1.43. Внутригодовой ход вероятностей течений северо-западного (*а*) и юго-восточного (*б*) секторов и соответствующих им направлений ветра в районе Кавказского побережья.

1 — течения северо-западного сектора от 280 до 340°; *2* — ветер в секторе 220—320°; *3* — течения юго-восточного сектора от 100 до 160°; *4* — ветер в секторе 40—140°.

Известно, что повторяемость циклонической схемы общей циркуляции вод оценивается в 70 %, антициклонической — в 17 % [180]. Однако эти оценки отличаются от полученных по измерениям со стабилизированного буя [102, 135]. Так, по данным наблюдений за 1976 г. повторяемость направлений течений, характерных для циклонической схемы общей циркуляции вод (около 73 %), наблюдалась только в ноябре [102]. По мнению авторов работы [102], принятые ранее оценки вероятности существования той или иной схемы общей циркуляции вод не обязательно должны совпадать с приведенной выше оценкой. Известные из работы [180] данные получены в основном из анализа сноса судов и динамических карт. Однако для объективной оценки вероятности различных схем циркуляции необходимо располагать синхронными наблюдениями в нескольких точках бассейна, разнесенных по пространству с определенным шагом.

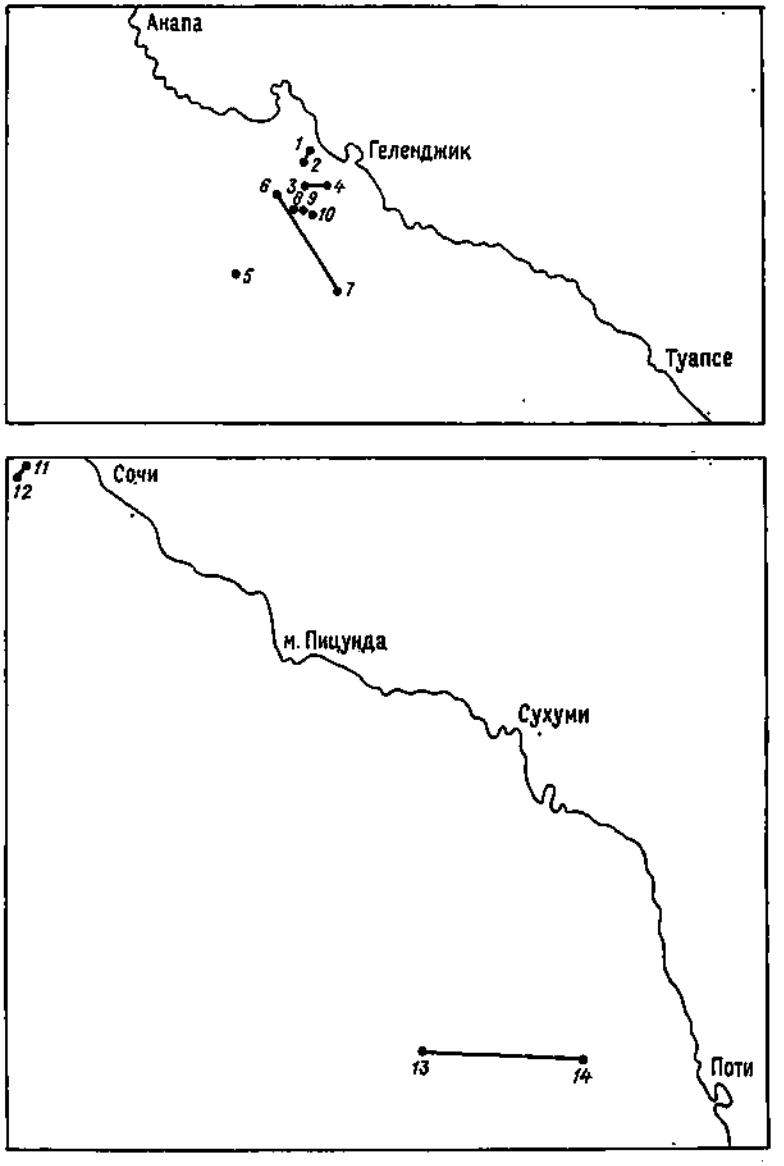


Рис. 1.44. Расположение АБС в районе Кавказского побережья с синхронными наблюдениями.

Для статистического анализа течений района Кавказского побережья нами были обработаны материалы наблюдений за течениями, выполненных в различные сезоны года за период 1960—1980 гг. Всего было проанализировано свыше 200 реализаций объемом от нескольких сотен до тысячи и более отпечатков и продолжительностью от нескольких до 10—15 сут и более каждая, полученных в результате постановки около 50 АБС. К сожалению, большая часть наблюдений (около 70 %) приходится на теплый период года. Кроме того, из всех имеющихся материалов наблюдений удалось выбрать всего лишь 18 АБС, на которых велись синхронные (как правило, на двух АБС) наблюдения за течениями. Сведения об использованных материалах наблюдений приведены на рис. 1.28 и 1.44, а также в табл. 1.13.

Таблица 1.13

Статистические характеристики скоростей течений района Кавказского побережья по результатам полигонных наблюдений

АБС	Широта	Долгота	Расстояние от берега, км / Глубина, м	Дата / Продолжительность, сут.	Горизонт, м	Направление среднего переноса, °	Средняя скорость, см/с	Устойчивость, %	Дисперсия		Азимут берега, °
									по оси X, см²/с²	по оси Y, см²/с²	
1	44°34′	37°58′	3,8 / 23	27 VIII 69 / 9	5	3,8	11,9	0,48	8,7	70,9	325
2	44 32	37 54	8,8 / 500	27 VIII 69 / 9	5	323,4	14,6	0,66	102,1	87,3	320
3	44 29	37 52	10,0 / 1200	10 VIII 62 / 2	10	51,9	2,7	0,26	5,3	6,0	320
4	44 30	38 02	7,5 / 52	12 VIII 62 / 2	25	271,8	9,7	0,48	89,2	98,5	320
8	44 28	37 54	17,5 / 1380	18 X 64 / 13	10	310,0	33,4	0,64	174,5	921,9	300
9	44 14	38 04	25,0 / 13,0	18 X 64 / 6	10	350,0	31,1	0,85	195,5	303,9	300
10	44 27	37 54	20,0 / 1350	3 X 63 / 2	10	320,0	33,0	0,10	121,0	923,0	320
				3 X 63 / 0,5	25	295,5	26,9	0,94	49,7	661,9	320
11	44 27	37 53	16,3 / 1340	3 X 63 / 8	10	308,0	26,7	0,93	78,1	660,5	320
					25	309,0	11,5	0,89	85,8	182,2	320
12	44 27	37 54	17,5 / 1340	26 IX 63 / 5	10	273,6	28,1	0,34	644,9	203,3	320
					25	162,9	17,8	0,25	211,3	298,1	300
14	43 36	39 32	12,5 / 100	13 IV 63 / 6,5	10	4,0	3,3	0,19	6,8	5,2	320
15	43 35	39 31	13,8 / 220	13 IV 63 / 6,5	10	279,9	9,0	0,27	62,6	39,4	320
					25	226,3	9,7	0,24	41,4	84,1	320
16	42 12	40 50	66,3 / 1640	16 III 74 / 5	50	309,2	24,4	0,67	134,4	233,0	350
17	42 12	41 21	30,3 / 1000	16 III 74 / 6	25	334,0	42,9	0,97	58,5	96,9	350

В табл. 1.14 приведены некоторые сведения о типах распределения характеристик скоростей течений (по Пирсону) для района Кавказского побережья. Как видим, преобладающим типом распределения характеристик скоростей течений является тип I (60—70 % распределений). Выделяется также тип IV (около 20 % распределений).

Некоторые результаты статистической обработки материалов синхронных наблюдений за течениями в этом районе приведены в табл. 1.13. На рис. 1.44 кружками обозначены номера АБС, данные по которым приведены в этой таблице. Линиями соединены те АБС, по которым имелись синхронные наблюдения. Лишь в одном случае имелись одновременные наблюдения по трем АБС. Большинство пар АБС расположено примерно по нормали к береговой линии, а вдоль — всего две. Часть пар АБС расположена под некоторым углом к береговой линии. На весенне-летний период приходится около 25 % наблюдений, а на осенне-зимний — остальные 75 %.

Из анализа данных табл. 1.13 следует, что средняя скорость течения, как правило, увеличивается по мере удаления от берега. Однако при приближении к берегу ОЧТ эта закономерность может нарушаться, т. е. до стрежня ОЧТ средняя скорость увеличивается, а затем уменьшается. ОЧТ обнаруживает себя прежде всего по средней скорости и высокой устойчивости переноса вод.

Преобладающее направление (азимут) береговой линии этого района составляет 300—320° или (120—140°), что в значительной степени и определяет направление среднего наиболее устойчивого переноса вод. Важное значение имеет совпадение генерального направления большинства основных изобат с направлением береговой линии. Установлено, что течения, имеющие отличное от

Таблица 1.14

Сведения о типах распределения скоростей течений (по Пирсону) для отдельных районов моря

Тип	*u*		*v*		*M*	
	Число случаев	%	Число случаев	%	Число случаев	%
Северо-западный район						
I	54	54,6	61	61,7	77	77,8
III	4	4,0	2	2,0	9	9,1
IV	35	35,3	32	32,3	4	4,0
VI	6	6,1	4	4,0	9	9,1
Сумма	99	100	—	—	—	—
Западное побережье						
I	50	64,9	65	84,2	59	76,7
III	—	—	1	1,4	7	9,1
IV	25	32,5	11	14,4	9	11,6
VI	2	2,6	—	—	2	2,6
Сумма	77	100	—	—	—	—
Крымское побережье						
I	97	75,8	99	77,2	106	82,7
III	3	2,3	2	1,6	4	3,2
IV	25	19,6	25	19,6	15	11,8
VI	3	2,3	2	1,6	4	3,2
Сумма	128	100	—	—	—	—
Кавказское побережье						
I	44	55,7	60	75,7	50	63,0
III	6	7,7	5	6,4	8	10,3
IV	24	30,3	11	14,0	15	18,9
VI	6	7,7	5	6,4	8	10,3
Сумма	79	100	—	—	—	—
Юго-западный район						
I	15	93,8	16	100	15	93,8
III	—	—			1	6,2
IV	—	—	—	—	—	—
VI	1	6,2	—	—	—	—
Сумма	16	100	—	—	—	—
Центральный район						
I	21	53,8	25	64,0	31	79,4
III	2	5,2	1	2,6	2	5,2
IV	10	25,6	13	33,4	3	7,7
VI	6	15,4	—	—	3	7,7
Сумма	39	100	—	—	—	—

Примечание. *u* — продольная составляющая скорости; *v* — поперечная; *M* — модуль скорости.

этого направление, обладают, как правило, сравнительно низкой скоростью (порядка нескольких см/с) и незначительной устойчивостью. Дисперсия продольной *u* и поперечной *v* составляющих скоростей течений может изменяться в значительном диапазоне: от нескольких единиц до 900 см²/с² и более.

С глубиной средняя скорость течения, как правило, уменьшается. Однако на этом общем фоне колебаний средней скорости могут наблюдаться и другие типы изменения ее с глубиной.

На рис. 1.45 в качестве примера представлены результаты расчета статистических характеристик, полученных по данным АБС (кв. 70). Видно, что кривые повторяемости продольной и поперечной составляющих, а также модуля скорости течения имеют весьма сложный характер. Так, для модуля скорости течения в поверхностном слое они имеют асимметричный вид. Однако с увеличением глубины они становятся более симметричными — близкими к нормальному распределению.

Анализ полученных материалов наглядно продемонстрировал зависимость конечных результатов от продолжительности измерений. Поэтому для получения сравнимых выводов при анализе скоро-

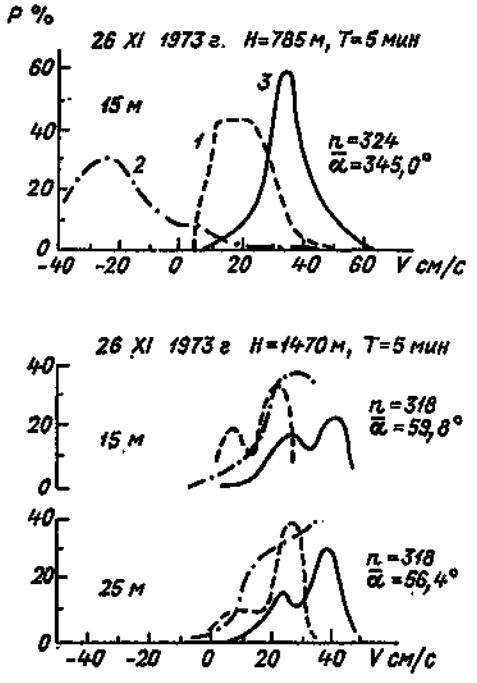


Рис. 1.45. Повторяемость скоростей течений в районе Кавказского побережья (кв. 70).
Усл. обозначения см. рис. 1.29.

стей течений следует либо использовать реализации примерно одинаковой продолжительности, либо применять спектрально-корреляционный анализ, результаты которого фактически не зависят от продолжительности наблюдений.

Для анализа течений в районе ОЧТ использованы материалы 89 массивов продолжительных наблюдений, проведенных МГИ АН УССР в 1972—1974 гг. в центральной части Черного моря (кв. 35) в различные сезоны.

Рассчитанные кривые распределения вероятностей (гистограммы) направления течения (с шагом 20°) приведены на рис. 1.46. По данным наблюдений в открытом море весной преобладал перенос вод в направлении 250—270° и 270—290°, летом он сохранялся, но отмечены отклонения на 20—30° в ту или другую стороны. Осенью картина становится более размытой. Зимой течения направлены на юго-запад. С глубиной устойчивость течений уменьшается и наблюдаются течения различных направлений. Характерные особенности распределения модуля скорости в течение года (табл. 1.15) — расширение диапазона скоростей в осенне-зимний период (13—82 см/с) и сдвиг модального значения в сторону больших скоростей — до 37 см/с. В теплую половину года наблюдается обратная тенденция — сокращение диапазона измеряемых скоростей (10—38 см/с) и уменьшение модального значения до 23 см/с. Преобладали ситуации, когда ско-

рость с глубиной понижалась. Максимальные градиенты скорости течения приурочены к слою 100—200 м, ниже которого они уменьшаются медленно. Помимо изменчивости скорости отмечается существенный сдвиг в направлении течений. Иногда он соответствовал спирали Экмана (поворот направления среднего переноса по часовой стрелке), а чаще имел более сложную форму.

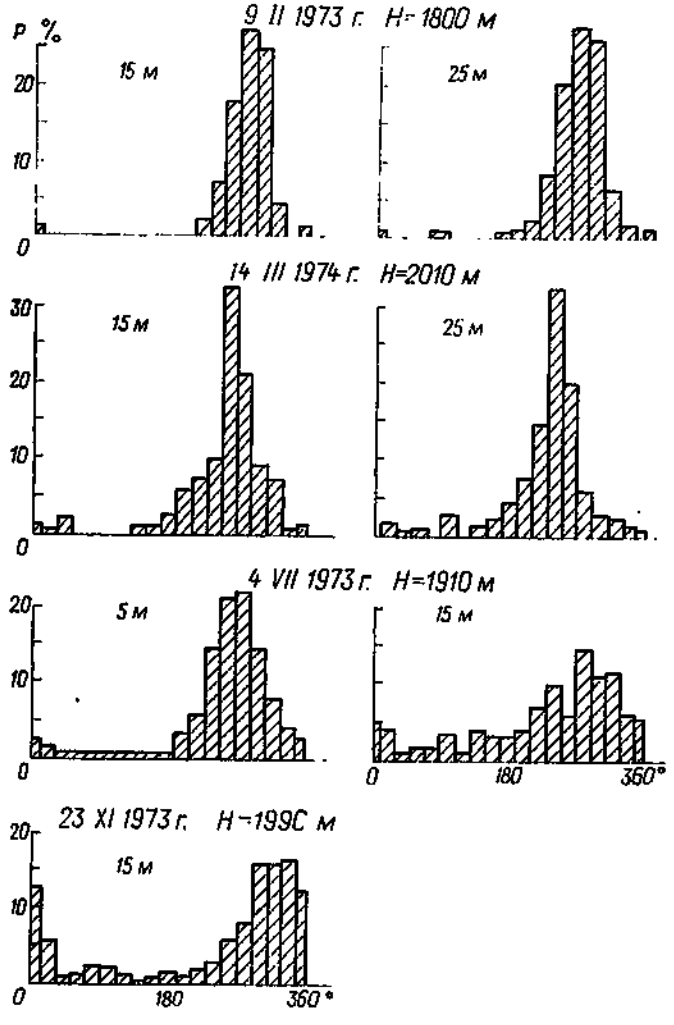


Рис. 1.46. Дифференциальные функции распределения вероятностей направлений течений в глубоководной части моря (кв. 35).

В заключение следует отметить, что хотя статистические характеристики получены с помощью покомпонентного подхода, т. е. в неинвариантной форме, для районов с устойчивым характером переноса вод (Кавказское, Крымское, болгарское побережье, шельф западной части моря, зона ОЧТ и др), они незначительно отличались от характеристик, представленных в инвариантной форме. Это позволило провести сопоставление результатов разрозненных измерений.

1.6. МОДЕЛИРОВАНИЕ ВРЕМЕННЫХ СПЕКТРОВ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЙ

Рассматривается задача об определении спектральных характеристик неустановившихся ветровых течений и рельефа свободной поверхности однородного моря конечной глубины, конфигурация берегов и рельеф дна которого произвольны [185]. Предполагается, что тангенциальное напряжение ветра зависит от пространственных координат и является функцией времени. При решении учитывается вертикальный турбулентный обмен количеством движения, сила Кориолиса, трение о дно и наклоны свободной поверхности, обусловленные неравномерностью поля ветра и влиянием берегов. Горизонтальным обменом и нелинейными членами при исследовании статистической структуры поля скоростей течений с характерными масштабами не менее нескольких километров по горизонтали можно пренебречь [183]. Таким образом, рассматривается задача, аналогичная, например, работам [177, 178].

Уравнения движения и граничные условия запишем в следующем виде:

$$-\frac{\partial u}{\partial t}+\nu\frac{\partial^2 u}{\partial z^2}+fv=\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial x}; \qquad (1.61)$$

$$-\frac{\partial v}{\partial t}+\nu\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}-fu=\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial y}; \qquad (1.62)$$

$$g\rho=\partial P/\partial z; \qquad (1.63)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}=0; \qquad (1.64)$$

при $z=\xi$:

$$\nu\,\partial u/dz=-\tau_x/\rho;\quad \nu\,\partial v/\partial z=-\tau_y/\rho;\quad P=P_a; \qquad (1.65)$$

$$w=u\,\partial\xi/\partial t+v\,\partial\xi/\partial y+\partial\xi/\partial t; \qquad (1.66)$$

при $z=H$:

$$u=v=w=0; \qquad (1.67)$$

на контуре L_1:

$$S_n=\nu_1 S_x+\nu_2 S_y=0. \qquad (1.68)$$

В этих уравнениях и граничных условиях u, v и w — составляющие скорости течения вдоль декартовых осей координат Ox, Oy и Oz соответственно;

Таблица 1.15

Характеристика течения открытой части моря (43°54′ с. ш. 32°56′ в. д.)

Горизонт, м	9 II 1973 г.			14 III 1974 г.			4 VII 1973 г.			23 XI 1973 г.		
	Модальное значение скорости, см/с	Повторяемость, %	Максимальная скорость, см/с	Модальное значение скорости, см/с	Повторяемость, %	Максимальная скорость, см/с	Модальное значение скорости, см/с	Повторяемость, %	Максимальная скорость, см/с	Модальное значение скорости, см/с	Повторяемость, %	Максимальная скорость, см/с
15	37	25,0	82	24	22,1	38	23	30,6	35	37	36,5	75
25	18	19,6	81				21	27,0	38	18	25,7	62

P — давление; $\rho = \text{const}$ — плотность морской воды; g — ускорение свободного падения; ν — кинематический коэффициент вертикального обмена количеством движения (может меняться в горизонтальном направлении, но не меняется в вертикальном); $f = 2\omega_r \sin\varphi$ — параметр Кориолиса (здесь ω_r — угловая скорость вращения Земли; φ — широта места); t — время; τ_x, τ_y — составляющие тангенциального напряжения ветра вдоль декартовых координат Ox, Oy соответственно; P_a — атмосферное давление; ξ — уровень (отклонение поверхности моря от невозмущенного горизонтального положения $z = 0$); H — глубина бассейна; L_1 — контур бассейна; ν_1, ν_2 — направляющие косинусы нормали n к контуру L_1; S_x, S_y — составляющие полного потока, определяемые с помощью следующих формул:

$$S_x = \int_{\xi}^{H} u\,dz; \quad S_y = \int_{\xi}^{H} v\,dz. \tag{1.69}$$

В случае наличия жидкой границы L' (на некоторой части контура L_1) следует задать условие

$$\xi = F_\xi(t,\ L'), \tag{1.70}$$

где F_ξ — известная функци на L'.

В задаче не рассматривается движение в зоне пологого берега; условие (1.68) задается на условной береговой черте L_1, несколько отстоящей от берега [177].

Начало координат расположено на невозмущенной поверхности моря, ось Oz направлена вертикально вниз, система координат правая.

С помощью известного приема [177] система уравнений (1.61) — (1.62) легко приводится к одному уравнению в комплексной форме, которое легко разрешается относительно составляющих скорости течения u и v в частотной области. При разделении действительной и мнимой частей в полученном решении необходимо принять во внимание следующие случаи совместного изменения параметра $f+\omega$ и угловой частоты ω:

1) $f+\omega > 0$, $\omega > 0$; 2) $f+\omega > 0$, $-f < \omega < 0$;

3) $f+\omega < 0$; 4) $\omega = -f$.

Случай, когда $\omega = 0$, здесь не рассматривается, так как он подробно изложен в работе [177].

В результате для положительно определенных значений угловой частоты (в частотной области $0<\omega<f$) получена [185] следующая система уравнений:

$$\begin{aligned}
a_u + b_v &= N_1(\tau_{ax} + \tau_{by}) + M_1(\tau_{ay} - \tau_{bx}) + \\
&+ B_1\left(\frac{\partial \xi_a}{\partial x} + \frac{\partial \xi_b}{\partial y}\right) + \Lambda_1\left(\frac{\partial \xi_a}{\partial y} - \frac{\partial \xi_b}{\partial x}\right); \\
a_v - b_u &= -M_1(\tau_{ax} + \tau_{by}) + N_1(\tau_{ay} - \tau_{bx}) - \\
&- \Lambda_1\left(\frac{\partial \xi_a}{\partial x} + \frac{\partial \xi_b}{\partial y}\right) + B_1\left(\frac{\partial \xi_a}{\partial y} - \frac{\partial \xi_b}{\partial x}\right); \\
a_u - b_v &= N_2(\tau_{ax} - \tau_{by}) + M_2(\tau_{ay} + \tau_{bx}) + \\
&+ B_2\left(\frac{\partial \xi_a}{\partial x} - \frac{\partial \xi_b}{\partial y}\right) + \Lambda_2\left(\frac{\partial \xi_a}{\partial y} + \frac{\partial \xi_b}{\partial x}\right); \\
a_v + b_u &= -M_2(\tau_{ax} - \tau_{by}) + N_2(\tau_{ay} + \tau_{bx}) - \\
&- \Lambda_2\left(\frac{\partial \xi_a}{\partial x} - \frac{\partial \xi_b}{\partial y}\right) + B_2\left(\frac{\partial \xi_a}{\partial y} + \frac{\partial \xi_b}{\partial x}\right),
\end{aligned} \tag{1.71}$$

где a_u, a_v, b_u, b_v, τ_{ax}, τ_{bx}, τ_{ay}, τ_{by} ξ_a, ξ_b — коэффициенты косинус- и синус-преобразования проекций временных рядов скорости течения, тангенциального напряжения ветра и уровня соответственно, а коэффициенты N_1, M_1, B_1, Λ_1 имеют следующий смысл: N_1, M_1 — коэффициенты прямого и отклоненного чисто ветрового дрейфа; B_1, Λ_1 — коэффициенты прямого и отклоненного градиентного дрейфа. Эти коэффициенты определяются [177] с помощью следующих соотношений:

$$\begin{aligned}
N &= \delta \operatorname{ch}\eta \sin\eta + \gamma \operatorname{sh}\eta \cos\eta; \\
M &= \delta \operatorname{sh}\eta \cos\eta - \gamma \operatorname{ch}\eta \sin\eta; \\
B &= gr(\operatorname{sh}\theta \sin\eta + \operatorname{sh}\eta \sin\theta)/(2a^2\nu); \\
\Lambda &= [g/(2a^2\nu)][1 - r(\operatorname{ch}\theta \cos\eta + \operatorname{ch}\eta \cos\theta)],
\end{aligned} \tag{1.72}$$

где

$$\begin{aligned}
&\theta = aH(1 + z/H); \quad \eta = aH(1 - z/H); \\
&\delta = [r/(a\nu\rho)][\operatorname{ch}(aH)\cos(aH) + \operatorname{sh}(aH)\sin(aH)]; \\
&\gamma = [r/(a\nu\rho)][\operatorname{ch}(aH)\cos(aH) - \operatorname{sh}(aH)\sin(aH)];
\end{aligned} \tag{1.73}$$

$$r = 1/[\operatorname{ch}(2aH) + \cos(2aH)];$$

$a = a_1 = \sqrt{(f+\omega)/(2\nu)}$ — для переменных с индексом „1“;

$a = a_2 = \sqrt{(f-\omega)/(2\nu)}$ — для переменных с индексом „2“.

Заметим, что для частотной области $\omega > f$ выражения для переменных a_u, b_u, a_v, b_v будут иметь вид, аналогичный (1.71). В отличие от (1.71) в них вместо коэффициентов N_2, M_2, B_2, Λ_2 будут аналогичные коэффициенты N_3, M_3, B_3, Λ_3, определяемые с помощью выражений (1.72) и параметра a, имеющего в этом случае вид

$$a = a_3 = \sqrt{(\omega - f)/(2\nu)}.$$

Кроме того, коэффициенты M_3 и Λ_3 будут иметь знаки, противоположные знакам коэффициентов M_2 и Λ_2.

Для случая $\omega = f$ имеем:

$$\begin{aligned}
a_u + b_v &= N_1(\tau_{ax} + \tau_{by}) + M_1(\tau_{ay} - \tau_{bx}) + \\
&+ B_1\left(\frac{\partial \xi_a}{\partial x} + \frac{\partial \xi_b}{\partial y}\right) + \Lambda_1\left(\frac{\partial \xi_a}{\partial y} - \frac{\partial \xi_b}{\partial x}\right); \\
a_v - b_u &= -M_1(\tau_{ax} + \tau_{by}) + N_1(\tau_{ay} - \tau_{bx}) - \\
&- \Lambda_1\left(\frac{\partial \xi_a}{\partial x} + \frac{\partial \xi_b}{\partial y}\right) + B_1\left(\frac{\partial \xi_a}{\partial y} - \frac{\partial \xi_b}{\partial x}\right); \\
a_u - b_v &= N_4(\tau_{ax} - \tau_{by}) + B_4\left(\frac{\partial \xi_a}{\partial x} - \frac{\partial \xi_b}{\partial y}\right); \\
a_v + b_u &= N_4(\tau_{ay} + \tau_{bx}) + B_4\left(\frac{\partial \xi_a}{\partial y} + \frac{\partial \xi_b}{\partial x}\right),
\end{aligned} \tag{1.74}$$

где

$$N_4 = (H - z)/(\nu\rho); \quad B_4 = g(H^2 - z^2)/(2\nu).$$

Системы уравнений (1.71) и (1.74) легко разрешаются относительно переменных a_u, a_v, b_u, b_v [178, 185]:

1) $0 < \omega < f$;

$$a_u = N_{1+2}\tau_{ax} + N_{1-2}\tau_{by} + M_{1+2}\tau_{ay} - M_{1-2}\tau_{bx} + \\ + B_{1+2}\frac{\partial\xi_a}{\partial x} + B_{1-2}\frac{\partial\xi_b}{\partial y} + \Lambda_{1+2}\frac{\partial\xi_a}{\partial y} - \Lambda_{1-2}\frac{\partial\xi_b}{\partial x};$$

$$a_v = -M_{1+2}\tau_{ax} - M_{1-2}\tau_{by} + N_{1+2}\tau_{ay} - N_{1-2}\tau_{bx} - \\ - \Lambda_{1+2}\frac{\partial\xi_a}{\partial x} - \Lambda_{1-2}\frac{\partial\xi_b}{\partial y} + B_{1+2}\frac{\partial\xi_a}{\partial y} - B_{1-2}\frac{\partial\xi_b}{\partial x};$$

(1.75)

$$b_u = M_{1-2}\tau_{ax} + M_{1+2}\tau_{by} - N_{1-2}\tau_{ay} + N_{1+2}\tau_{bx} + \\ + \Lambda_{1-2}\frac{\partial\xi_a}{\partial x} + \Lambda_{1+2}\frac{\partial\xi_b}{\partial y} - B_{1-2}\frac{\partial\xi_a}{\partial y} + B_{1+2}\frac{\partial\xi_b}{\partial x};$$

$$b_v = N_{1-2}\tau_{ax} + N_{1+2}\tau_{by} + M_{1-2}\tau_{ay} - M_{1+2}\tau_{bx} + \\ + B_{1-2}\frac{\partial\xi_a}{\partial x} + B_{1+2}\frac{\partial\xi_b}{\partial y} + \Lambda_{1-2}\frac{\partial\xi_a}{\partial y} - \Lambda_{1+2}\frac{\partial\xi_b}{\partial x}.$$

2) $\omega = f$;

$$a_u = N_{1+4}\tau_{ax} + N_{1-4}\tau_{by} + \frac{1}{2}M_1(\tau_{ay} - \tau_{bx}) + \\ + B_{1+4}\frac{\partial\xi_a}{\partial x} + B_{1-4}\frac{\partial\xi_b}{\partial y} + \frac{1}{2}\Lambda_1\left(\frac{\partial\xi_a}{\partial y} - \frac{\partial\xi_b}{\partial x}\right);$$

$$a_v = -\frac{1}{2}M_1(\tau_{ax} + \tau_{by}) + N_{1+4}\tau_{ay} - N_{1-4}\tau_{bx} - \\ - \frac{1}{2}\Lambda_1\left(\frac{\partial\xi_a}{\partial x} + \frac{\partial\xi_b}{\partial y}\right) + B_{1+4}\frac{\partial\xi_a}{\partial y} - B_{1-4}\frac{\partial\xi_b}{\partial x};$$

(1.76)

$$b_u = \frac{1}{2}M_1(\tau_{ax} + \tau_{by}) - N_{1-4}\tau_{ay} + N_{1+4}\tau_{bx} + \\ + \frac{1}{2}\Lambda_1\left(\frac{\partial\xi_a}{\partial x} + \frac{\partial\xi_b}{\partial y}\right) - B_{1-4}\frac{\partial\xi_a}{\partial y} + B_{1+4}\frac{\partial\xi_b}{\partial x};$$

$$b_v = N_{1-4}\tau_{ax} + N_{1+4}\tau_{by} + \frac{1}{2}M_1(\tau_{ay} - \tau_{bx}) + \\ + B_{1-4}\frac{\partial\xi_a}{\partial x} + B_{1+4}\frac{\partial\xi_b}{\partial y} + \frac{1}{2}\Lambda_1\left(\frac{\partial\xi_a}{\partial y} - \frac{\partial\xi_b}{\partial x}\right).$$

В выражениях (1.75) и (1.76) нижние индексы для коэффициентов типа N, M, B, Λ означают полусумму или полуразность соответствующих им коэффициентов.

Совместный анализ соотношений (1.71) и (1.74) — (1.76) позволяет обнаружить некоторые весьма важные с физической точки зрения моменты резонансного взаимодействия поля ветра и водной массы в поле силы Кориолиса для однородного моря.

В случае мелкого моря ($aH \to 0$) явление резонанса, очевидно, не имеет физического смысла. Значительный вклад энергии на инерционной частоте в общую энергию ветра может привести к явлению, аналогичному явлению резонанса.

В случае глубокого моря ($H \geqslant 2D$, где $D = \pi/a$) выражения коэффициентов N_1, M_1, B_1, Λ_1 для поверхностного слоя несколько упрощаются [174]:

$$N_1 = [\exp(-a_1 z)/(a_1 \nu\rho\sqrt{2})]\sin(\pi/4 - a_1 z);$$

$$M_1 = [\exp(-a_1 z)/(a_1 \nu\rho\sqrt{2})]\cos(\pi/4 - a_1 z);$$

$$B_1 = 0;\quad \Lambda_1 = g/(2f);\quad a_1 = \sqrt{f/\nu}.$$

Оценим порядок этих коэффициентов для характерных значений $H = 2\cdot 10^2$ м; $f = 10^{-4}$ с$^{-1}$; $\nu = 10^{-2}$ м^2/с и $g = 10$ м/с^2:

$$a_1 = 10^{-1}\ \text{м}^{-1};$$

$$N_1 = [\exp(-0{,}1z)/\sqrt{2}]\sin(\pi/4 - 0{,}1z)\ \text{м}^2\cdot\text{с/кг};$$

$$M_1 = [\exp(-0{,}1z)/\sqrt{2}]\cos(\pi/4 - 0{,}1z);$$

$$\Lambda_1 = 5\cdot 10^4\ \text{м/с}.$$

В частности, при $z = 0$ $N_1 = 0{,}5$ м$^2\cdot$с/кг; $N_4 = 20$ м$^2\cdot$с/кг; $B_4 = 2\cdot 10^7$ м/с. В этом случае коэффициент B_4 на три порядка больше коэффициента Λ_1, в то время как коэффициент N_4 всего лишь на два порядка больше коэффициентов N_1 и M_1.

Таким образом, в случае глубокого моря исследуемое нами явление резонанса для поверхностного слоя, обусловленное воздействием ветра, будет наблюдаться и при наличии в поле ветра лишь одной положительной составляющей $\omega = f$. Этот эффект достигается благодаря влиянию градиента уровня, которое усиливается по мере приближения к берегу. Вместе с тем наличие в поле ветра всего лишь одной (положительной) резонансной частоты — составляющей $\omega = f$ — приводит к несколько ослабленному резонансу. Аналогичный эффект должен иметь место и для других частот.

Для глубинного и придонного слоев явление резонанса при $\omega = f$ будет достигаться за счет одного градиента уровня.

Для нахождения коэффициентов ξ_a и ξ_b проинтегрируем по вертикальной координате уравнение (1.75) и подставим в уравнение неразрывности, выраженное в частотной области через полные потоки. В результате получаем систему уравнений в частных производных эллиптического вида [178, 185] относительно ξ_a и ξ_b (для случая $0 < \omega < f$):

$$\left(\frac{\partial\beta_{1+2}}{\partial x} - \frac{\partial\alpha_{1+2}}{\partial y}\right)\frac{\partial\xi_a}{\partial x} - \left(\frac{\partial\alpha_{1-2}}{\partial x} + \frac{\partial\beta_{1-2}}{\partial y}\right)\frac{\partial\xi_b}{\partial x} + \\ + \left(\frac{\partial\alpha_{1+2}}{\partial x} + \frac{\partial\beta_{1+2}}{\partial y}\right)\frac{\partial\xi_a}{\partial y} + \left(\frac{\partial\beta_{1-2}}{\partial x} - \frac{\partial\alpha_{1-2}}{\partial y}\right)\frac{\partial\xi_b}{\partial y} + \\ + \beta_{1+2}\left(\frac{\partial^2\xi_a}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\xi_a}{\partial y^2}\right) - \alpha_{1-2}\left(\frac{\partial^2\xi_b}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\xi_b}{\partial y^2}\right) - \\ - \omega\xi_b = -\text{rot}_z(m_{1+2}\tau_a + n_{1-2}\tau_b) - \\ - \text{div}(n_{1+2}\tau_a - m_{1-2}\tau_b);$$

(1.77)

$$\left(\frac{\partial\alpha_{1-2}}{\partial x} + \frac{\partial\beta_{1-2}}{\partial y}\right)\frac{\partial\xi_a}{\partial x} + \left(\frac{\partial\beta_{1+2}}{\partial x} - \frac{\partial\alpha_{1+2}}{\partial y}\right)\frac{\partial\xi_b}{\partial x} - \\ - \left(\frac{\partial\beta_{1-2}}{\partial x} - \frac{\partial\alpha_{1-2}}{\partial y}\right)\frac{\partial\xi_a}{\partial y} + \left(\frac{\partial\alpha_{1+2}}{\partial x} + \frac{\partial\beta_{1+2}}{\partial y}\right)\frac{\partial\xi_b}{\partial y} + \\ + \alpha_{1-2}\left(\frac{\partial^2\xi_a}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\xi_a}{\partial y^2}\right) + \beta_{1+2}\left(\frac{\partial^2\xi_b}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\xi_b}{\partial y^2}\right) + \\ + \omega\xi_a = -\text{rot}_z(m_{1+2}\tau_b - n_{1-2}\tau_a) - \\ - \text{div}(m_{1-2}\tau_a + n_{1+2}\tau_b),$$

где коэффициенты типа α, β, n, m — проинтегрированные по вертикальной координате коэффициенты типа Λ, B, N, M соответственно.

После нахождения коэффициентов a_u, b_u, a_v, b_v можно определить спектральные характеристики скоростей течений в инвариантной форме, используя при этом метод «вращательных компонентов». В соответствии с этим методом определяются большая $(A'+B')$ и малая $(A'-B')$ полуоси эллиптической орбиты, которую описывает вектор скорости на каждой фиксированной частоте, а также направление ее главной оси [181].

Так как эллиптическая орбита вектора скорости имеет строгое положение для каждой фиксированной угловой частоты, то с физической точки зрения целесообразно исследование спектральной энергии колебательных движений вектора скорости, «излучающейся» вдоль (S_r) и поперек (S_p) главной оси орбиты. Следовательно, полученные таким образом спектральные характеристики будут инвариантными, т. е. не будут зависеть от ориентации осей координат.

Имеем:

$$S_r = (A' + B')^2/2;$$

$$S_p = (A' - B')^2/2, \qquad (1.78)$$

где

$$A' = \frac{1}{2}\sqrt{(a_u + b_v)^2 + (a_v - b_u)^2};$$

$$B' = \frac{1}{2}\sqrt{(a_u - b_v)^2 + (a_v + b_u)^2}.$$

В качестве примера исследуем воздействие отдельных гармоник тангенциального напряжения ветра в шельфовой зоне моря. Поле ветра предполагается однородным. Вектор тангенциального напряжения ветра направлен под углом 45° к прямолинейному берегу. Начало координат расположено в открытой части моря, ось Ox направлена по нормали к берегу, ось Oy — параллельно ему. Граничные условия следующие. У берега принимается условие непротекания для нормальной составляющей полного потока. На открытой (жидкой) границе шельфа полагается, что колебания уровня затухают. Задача решается численно с помощью метода матричной прогонки [156].

Расчеты были проведены для трех типов профилей дна, весьма близких к реально наблюдаемым в Черном море, с шириной зоны 40, 80 и 120 км. Количество узловых точек во всех случаях бралось постоянным и равным 11 $(0 \leqslant j < 10)$. При этом горизонтальный шаг принимался соответственно 4,8 и 12 км. Для первого типа задавался линейный закон изменения глубины в зависимости от расстояния от берега (глубины 10—110 м). Второй тип характеризовался наличием излома в профиле дна в точке $j = 3$ (глубина 150 м) и также линейным изменением глубин (на открытой жидкой границе глубины равнялись 300 м, у берега — 1 м). И, наконец, третий тип имел три излома в профиле дна (глубины 1800 $(j = 1)$, 200 $(j = 3)$ и 160 м $(j = 5)$, причем на открытой жидкой границе глубина равнялась 2000 м.

Тангенциальное напряжение ветра $\tau_{k'}$ задавалось по формуле

$$\tau_{k'} = \tau_0 \cos(2\pi k' t/T_0), \qquad (1.79)$$

где

$$\tau_0 = \text{const}; \quad T_0 = 256 \text{ ч}; \quad k' = 1, 2, \ldots, q'.$$

В расчетах параметр k' принимал значения от 1 до $q' = 100$. Таким образом, исследовалась реакция вод шельфа на воздействие отдельных гармоник тангенциального напряжения ветра (амплитуда скорости ветра принималась постоянной и равной 10 м/с), период которых менялся от 2,56 до 256 ч. Коэффициент вертикального обмена был принят постоянным и равным 10^{-2} м^2/с.

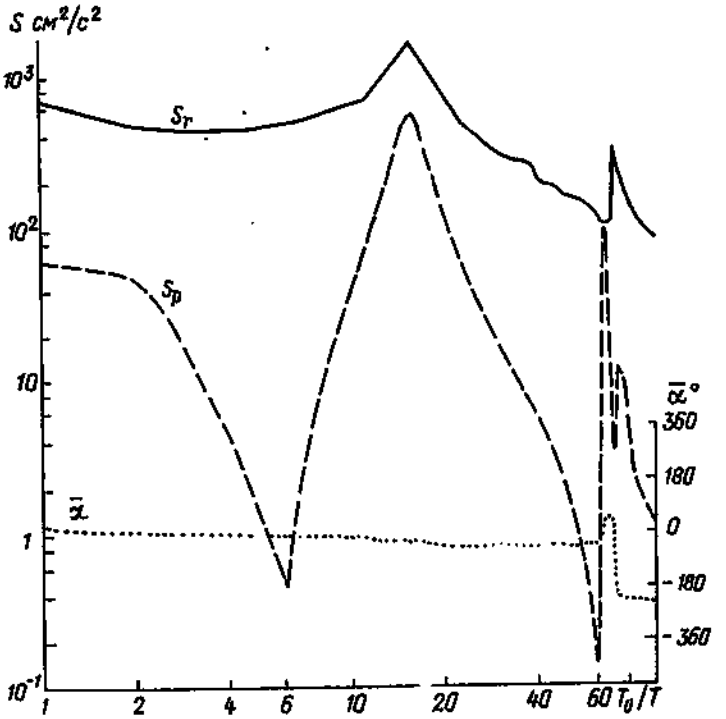


Рис. 1.47. Спектральные характеристики вынужденных колебаний скорости течения для профиля второго типа шириной $12 \cdot 10^4$ м в точке $x = 6 \cdot 10^4$ м, $z = 0$ м.

Положительные значения $\bar{\alpha}$ соответствуют вращению вектора скорости течения (на фиксированной частоте) против часовой стрелки, отрицательные — по часовой стрелке; ветер — «белый шум», амплитуда $W = 10$ м/с.

Расчетами установлено, что в спектрах скоростей течений кроме инерционного пика могут наблюдаться и другие, обусловленные главным образом влиянием берега и рельефа дна. Такие пики были обнаружены, в частности, для первого типа профиля дна при ширине шельфа 80 и 120 км (периоды 3,27 и 4,92 ч соответственно). Что касается остальных двух типов профилей дна, то анализируемые пики наблюдались лишь при ширине шельфа 120 км (периоды 2,72 и 3,46 ч соответственно).

Указанные пики характеризуют концентрацию энергии колебаний скоростей течений в узком диапазоне частот (в пределах точности расчета). Поэтому отсутствие пиков для некоторых профилей можно объяснить точностью выполненных расчетов. Для более точных вычислений необходимо рассчитать частоты свободных колебаний течений на шельфе.

Можно выделить несколько интересных особенностей этих циклов (рис. 1.47). Так, например, если для продольного компонента вращательного движения вектора скорости наблюдается всего лишь

один пик (кроме инерционного), то для поперечного компонента в сравнительно узкой области частот характерны два отчетливых пика, разделенных локальным минимумом спектральной энергии, причем этот минимум точно совпадает с частотой максимума для продольного компонента. Такое «раздваивание» энергонесущего пика для поперечного компонента свидетельствует о том, что на частоте главного максимума колебательное движение имеет почти реверсивный характер. Однако обнаруженное явление «раздваивания» имело место не во всех рассмотренных нами случаях, что, по-видимому, также связано с точностью выполненных расчетов. Что касается ориентации осей эллипсов вращения в области частот этих максимумов, то в поверхностном слое они ориентированы почти по направлению ветра и в точке главного максимума меняют свою ориентацию почти на 180°. С глубиной ориентация этих осей имеет довольно сложный характер.

Установлено также, что для инерционных колебаний наблюдается сравнительно быстрое их затухание с глубиной и при приближении к берегу. Следовательно, за счет градиентной составляющей скорости течения в некоторой окрестности инерционной частоты могут образоваться, например, локальные области повышенных значений спектральной энергии.

Численные расчеты свободных затухающих колебаний для приведенных выше профилей дна шельфовой зоны моря показали совпадение частот экстремальных значений колебаний скоростей течений в случае вынужденных колебаний и частот свободных колебаний на шельфе.

Таким образом, с помощью временной спектральной модели удалось исследовать механизм генерирования вынужденных колебаний скоростей течений в зоне шельф — материковый склон за счет действия тангенциального напряжения ветра и явления «шельфового резонанса». Показано, что в спектрах скоростей течений по этой причине могут появляться дополнительные пики, имеющие, таким образом, иную физическую природу, чем указывалось в п. 1.5.2.

2. ТУРБУЛЕНТНАЯ ДИФФУЗИЯ

2.1. ПОСТАНОВКА ЭКСПЕРИМЕНТА

В настоящее время изучение процессов турбулентности и турбулентной диффузии осуществляется в основном прямыми методами, в основе которых лежат инструментальные измерения пульсационных характеристик изучаемой субстанции. Особо заметные успехи в этом отношении достигнуты за последние десятилетия в связи с использованием аппаратуры с большой пространственно-временной разрешающей способностью [79, 80, 143, 179]. К прямым методам относится и натурное моделирование процесса турбулентной диффузии, базирующееся на инструментальном наблюдении за рассеянием специально вносимой в море пассивной и консервативной индикаторной примеси. В качестве таких трассеров широко используют водорастворимые люминисцирующие органические красители родамин и уранин (натриевая соль флуоресцеина). Широкое применение метода флуоресцентного анализа обусловлено его высокой чувствительностью, значительно превосходящей другие методы количественного определения тех же веществ. В первых опытах по изучению турбулентной диффузии с применением флуоресцирующих индикаторов интенсивность процесса определялась различными методами — плановой фотосъемкой [91, 208], отбором проб в отдельных точках поля примеси с последующим определением концентрации красителя в лабораторных условиях с использованием колориметров [91], прозрачномеров [78], флуориметров [206, 211, 216].

В этих первых экспериментах была показана большая перспективность метода натурного моделирования для исследования такого сложного процесса, как турбулентность и турбулентная диффузия. Наряду с этим выявились и недостатки применявшихся методов определения концентрации примесей — неоднозначность оптической плотности фотоснимков, обусловливаемая рядом факторов: освещенностью, чувствительностью пленки, условиями обработки и др.; ограниченностью информации при дискретном отборе проб; большим пространственным масштабом осреднения; «загрязнением» канала прокачки и трудностями измерений на глубинах больших 2—5 м при использовании проточных флуориметров (лабораторные флуориметры, измерительная камера которых соединена с забортной водой с помощью шлангов или труб [89, 210]). В связи с этим возникла необходимость создания прибора, непрерывно измеряющего концентрацию примеси наиболее прогрессивным методом in situ путем буксировки его на разных глубинах и обладающего достаточно высокой пространственно-временной разрешающей способностью. В нашей стране такой буксируемый флуориметр был создан в ИО АН СССР Г. С. Карабашевым [87]. Используя его, Р. В. Озмидов осуществил серию диффузионных экспериментов на Черном море [88, 140, 141], что активизировало аналогичные исследования и в других районах: на Каспийском море [63], на Балтике [64, 101], на Байкале [41] и Ладожском озере [105]. Опыты по исследованию диффузии примеси от мгновенных (пятна) и стационарных (струи) источников примеси позволили определить прямыми методами ряд важных диффузионных характеристик — коэффициенты горизонтальной и вертикальной диффузии, скорость диффузии, изменчивость эквивалентных радиусов и максимальной концентрации C_{max} во времени, а также сравнить эти параметры с решениями некоторых моделей турбулентной диффузии [72, 140]. Большая разрешающая способность буксируемого флуориметра позволила исследовать не только средние, но и ряд пульсационных характеристик, что значительно углубило представление о внутренней структуре поля концентрации [64, 71, 72, 130, 142].

В данном разделе приводятся некоторые характеристики турбулентной диффузии примеси от ста-

ционарных и мгновенных источников, расположенных на поверхности моря. Экспериментальные исследования проводились с помощью буксируемого флуориметра, построенного по схеме Г. С. Карабашева. Все линейные характеристики поля примеси приведены по уровню предельной чувствительности флуориметра $C_{пр} = 1{,}10^{-9}$ г/см³. Пространственный масштаб осреднения прибора $l_0 = 3\tau V$ ($\tau =$ $= 0{,}1$ с — постоянная времени; V — скорость перемещения, м/с) в режиме буксировки составлял 0,6—0,7 м, в режиме вертикальных зондирований — 0,15—0,2 м. Для уменьшения искажающего влияния корпуса судна на структуру и геометрию поля примеси, в особенности в экспериментах со струями или при небольших масштабах пятен, работы выполнялись со шлюпок длиной 3—4 м и шириной 1—1,5 м.

Комплекс измерений на струях состоял из:

— серии секущих галсов (10—12) на выбранных удалениях от источника примеси;

— вертикальных зондирований по оси струи;

— временной регистрации концентрации примеси по оси струи на заданных удалениях.

При исследовании пятен отдельные серии наблюдений включали в себя:

— измерение пространственного распределения концентрации примеси на продольном (вдоль вытянутости пятна) и 3—10 поперечных галсах;

— вертикальные зондирования в характерных зонах пятна.

Серии наблюдений повторялись через 30—60 мин.

2.2. НЕПРЕРЫВНЫЕ ИСТОЧНИКИ ПРИМЕСИ

Районы проведения диффузионных экспериментов и их количество приведены в табл. 2.1.

Рассмотрим отдельные характеристики турбулентной диффузии.

Таблица 2.1

Количество экспериментов по районам

Район	Глубина моря, м	Удаленность от берега, км	Число случаев
Батуми	80	2—4	5
Пицунда	200	2	3
Сочи	40—90	3—9	7
Ялта	40—87	1,5—8	8
Каркинитский залив	33	55	2
Варна *	25—34	1,8—18	9
Всего			34

* Исследования на шельфе НРБ проводились в рамках международных экспериментов «Камчия».

2.2.1. Максимальная концентрация

Скорость изменения максимальной концентрации C_{max} с увеличением расстояния от источника $x = \bar{u}t$ (t — время диффузии, $\bar{u}$ — средняя переносная скорость потока) является интегральной характеристикой интенсивности процесса диффузии.

В соответствии с полуэмпирической теорией турбулентности установившееся распределение концентрации примеси в трехмерной струе [140] можно описать уравнением

$$C(x, y, z) = \frac{2q}{4\pi\sqrt{K_y K_z}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\bar{u}y^2}{2K_y x} + \frac{\bar{u}z^2}{2K_z x}\right)\right], \quad (2.1)$$

где q — мощность источника, а K_y и K_z — коэффициенты турбулетной диффузии вдоль соответствующих координатных осей.

Как следует из формулы (2.1), для двухмерного процесса диффузии изменение C_{max} вдоль оси струи на поверхности моря ($y = z = 0$) пропорционально расстоянию x^{-1}. Для одномерного процесса $C_{max} \approx$ $\approx x^{-1/2}$. Если пренебречь вертикальной диффузией ($K_z = 1$), а изменение коэффициента горизонтальной диффузии положить удовлетворяющим известному «закону 4/3», то при двухмерной диффузии $C_{max} \sim x^{-3/2}$ [140], используя решение других моделей, можно получить и другие значения показателей степени n зависимости $C_{max} \sim x^{-n}$ [222]: а) для радиальносимметричных моделей (двухмерных) Иозефа — Зенднера, Окубо — Притчарда, Шёнфельда $|n| =$ $= 1$; при учете сдвига скорости течений $|n| = 2/3$ и $|n| = 1$ для двухмерной и трехмерной диффузии.

В статистической теории турбулентности [124, 201, 205] в качестве меры рассеяния используется дисперсия распределения концентрации примеси $D^2_{x, y, z}$ вдоль соответствующих осей. Решения диффузионных уравнений в рамках этих моделей обладают тем преимуществом, что в них не задаются априорно видом функциональной связи между параметром и масштабом диффузии. Связь параметров диффузии полуэмпирической и статистической теорий осуществляется в виде

$$K = [d(D^2)/dt]/2. \quad (2.2)$$

В результате обобщения решений статистических моделей диффузии Гиффорда в [203] предложено выражение, описывающее изменение максимальной концентрации вдоль оси струи:

$$\bar{C}_{max}(x, 0, 0) = \frac{C_0}{[D_y^2(x)/d_y^2]^{1/2}[D_z^2(x)/d_z^2]^{1/2}}, \quad (2.3)$$

где $C_0 = q(\pi\bar{u}d_y d_z)^{-1}$ — начальная концентрация примеси; d_y и d_z — начальные средние квадратические отклонения, например, на x_1, где осуществлена первая серия наблюдений.

Горизонтальная дисперсия распределения концентрации примеси определялась по осредненным (из 10—12 реализаций) поперечным профилям на выбранных удалениях от источника по формуле

$$\overline{D_y^2} = \frac{\sum y_i^2 \bar{C}_i}{\sum \bar{C}_i} - \left(\frac{\sum y_i \bar{C}_i}{\sum \bar{C}_i}\right)^2, \quad (2.4)$$

где $\bar{C}_i$ — средняя концентрация на расстоянии y_i от оси струи.

Аналогично определялась вертикальная дисперсия D_z^2 по единичным профилям концентрации.

Диапазон модельных значений показателя степени $1/2 \leqslant |n| \leqslant 3/2$ зависимости $C_{max} \sim x^{-n}$ в реальных условиях значительно шире: $0{,}3 \leqslant |n| \leqslant 2{,}3$ [130], что может быть обусловлено, во-первых, большим набором одновременно участвующих в процессе диффузии факторов по сравнению с приведенными диффузионными моделями, а во-вторых, разнообразием комбинаций тех факторов, которые

в конкретных условиях эксперимента оказывают определяющее влияние.

По экспериментальным данным можно выделить три типа зависимостей $\bar{C}_{max} \sim x^{-n}$ [130]:

1. С одной постоянной для всего эксперимента и небольшой скоростью уменьшения $\bar{C}_{max}(x)$ $(0{,}3 \leqslant |n| \leqslant 1{,}0)$;

2. С одной постоянной и значительно большей скоростью убывания концентрации, чем в первом случае $(1{,}3 \leqslant |n| \leqslant 2{,}3)$;

3. С двумя значениями скорости убывания в течение одного эксперимента.

Для всех аппроксимирующих прямых третьего типа, построенных в логарифмическом масштабе, характерно наличие точки излома на некотором расстоянии x_h от источника примеси. На удалениях $x_1 \leqslant x \leqslant x_h$ скорость убывания $\bar{C}_{max}(x)$ соответствует первому типу $(|n| \leqslant 1{,}0)$, а на расстояниях $x > x_h$ — второму типу $(|n| > 1{,}0)$.

Ниже будет показано, что каждому типу зависимости $\bar{C}_{max} \sim x^{-n}$ присущи определенные изменения горизонтальной и вертикальной дисперсии, глубины распространения и примеси и наклона спектральных функций пульсаций концентрации. Закономерность и взаимосогласованность изменений диффузионных характеристик позволяет заключить, что указанные выше типы функции $C_{max}(x)$ отражают особенности механизма процесса диффузии на отдельных его фазах. В соответствии с изменением $\bar{C}_{max}(x)$ выделено две фазы:

1. *Основная.* Типичные закономерности наблюдаются на расстоянии $0 \leqslant x \leqslant x_h$ (в реальных условиях обычно в диапазоне $x_1 \leqslant x \leqslant x_h$, где $x_1 \approx 50$ м). На этой фазе происходит заглубление примеси от поверхности моря до некоторой максимальной глубины h_{max}. Скорость изменения горизонтальной дисперсии $D_y^2 \sim x^m$, соответственно и ширины струи, небольшая. В среднем по экспериментальным данным $\bar{m} = 0{,}66$, $|\bar{n}| = 0{,}67$. Расчет максимальной концентрации вдоль оси струи осуществляется по формуле (2.3).

2. *Заключительная.* Наблюдается после точки перегиба функции $C_{max}(x)$ на расстояниях $x > x_h$. Для этой фазы характерно уменьшение глубины распространения примеси по мере удаления от x_h (по уровню $C_{пр}$), скорость роста горизонтальной дисперсии в 2—5 раз больше, чем на основной фазе, в среднем $\bar{m} = 1{,}58$, $|\bar{n}| = 1{,}61$. Формула для расчета максимальной концентрации вдоль оси струи будет приведена ниже.

2.2.2. Глубина распространения примеси

Вертикальные зондирования выполнялись не при каждом эксперименте. Количество их значительно меньше, чем горизонтальных сечений, причем на выбранном удалении проводилось, как правило, одно зондирование по центру струи.

Сведения о глубине распространения и о вертикальном распределении примеси в струях и пятнах в литературных источниках практически отсутствуют. Результаты эпизодических инструментальных измерений глубины h приведены в [139, 201], а в основном ее оценки получают из расчета баланса массы примеси [201, 214]. Естественно, что такие оценки глубины не позволяли даже в первом приближении исследовать зависимость h от фоновых условий и особенностей определяющих факторов: плотностной устойчивости и вертикального сдвига скорости течений.

В теории турбулентного перемешивания известны соотношения для «длины пути смешения» (по Тейлору и Прандтлю) в условиях устойчивой z и нетральной z_0 стратификации:

$$z = z_0(1 - 6{,}05 \cdot 10^{-2}\mathrm{Ri})^{-1} \quad [213]; \quad (2.5)$$

$$z = z_0(1 + 10\mathrm{Ri})^{-1/2} \quad [217]; \quad (2.6)$$

$$z = z_0(1 - 0{,}1\mathrm{Ri})^{0{,}35} \quad [82]; \quad (2.7)$$

$$z = z_0(1 - 0{,}1\mathrm{Ri})^{0{,}5} \quad [134]. \quad (2.8)$$

Анализ физической обоснованности некоторых из приведенных формул проведен в работе [111].

Таблица 2.2

Инструментальные значения h_{max} и соответствующие им фоновые условия

h_{max} м	H м	N цикл/ч	Ri	K_z см²/с
3,0	12	67,25	0,680	5,0
3,5	15	140,00	1,250	4,8
3,5	22	76,02	4,520	18,3
4,0*	13	113,75	0,156	72,0
3,6	13	93,78	0,044	16,0
4,3	16	31,70	0,161	27,6
0,9	3	139,09	0,136	4,7
3,9	13	3,88	0,012	3,2

* В штормовых условиях.

Наиболее полно результаты инструментальных определений величины h, полученных при планомерных вертикальных зондированиях флуориметром, приведены в работе [130]. Было показано, что на основной фазе диффузии происходит заглубление примеси от минимальных значений h в окрестности выпуска до некоторой максимальной величины h_{max}. Показано также, что h_{max} определенным образом зависит от толщины верхнего слоя моря H, в котором наблюдается постоянный вертикальный градиент плотности. В частном случае, когда в верхнем слое моря отсутствуют мелкомасштабные неоднородности поля плотности, величина H ограничена глубиной залегания пикноклина. В табл. 2.2 приведены величины h_{max} и фоновые характеристики условий экспериментов, для которых имелась возможность расчета градиентного числа Ричардсона Ri. Данные табл. 2.2 подтверждают вывод теории турбулентности о том, что с увеличением степени плотностной устойчивости значение h_{max} должно уменьшаться (в табл. 2.2 и далее в качестве характеристики плотностной устойчивости использована частота Вяйсяля — Брента N_0).

В то же время видно, что при одинаковой степени плотностной устойчивости значения h_{max} могут отличаться почти в 4 раза, что обусловлено различиями вертикального градиента скорости течений.

Таким образом, экспериментальные данные убеждают в существовании зависимости $h_{max} \sim \mathrm{Ri}$, как это показано выше для пути смешения. Можно предположить, что величины z и h связаны прямо-

пропорциональной зависимостью. Уравнение аппроксимирующей кривой данных табл. 2.2 в форме (2.5—2.8) имеет вид

$$h_{max} = 0{,}3H\,(1 - 0{,}14\mathrm{Ri}) \qquad (2.9)$$

при относительно большом разбросе точек. Значительно лучшая аппроксимация получена по уравнению

$$h_{max} = 0{,}3H \exp(-0{,}35\mathrm{Ri}). \qquad (2.10)$$

Если размеры поля примеси определять по «видимой» границе, а не по уровню $C_{пр}$, то коэффициент при H в формулах (2.9) и (2.10) увеличивается до 0,5, что мы и принимаем в последующих расчетах. Естественно, что повышение чувствительности флуориметра (уменьшение $C_{пр}$) обусловит увеличение этого коэффициента от 0,3 до 0,5. Используя соотношения (2.5)—(2.10), рассчитаем для некоторых заданных значений отношения ($h_{max} = z$)/($H = z_0$) величину Ri (табл. 2.3).

Таблица 2.3

Значения чисел Ричардсона Ri при разных отношениях h_{max}/H

Формула	h_{max}/H			
	0,01	0,1	0,5	1,0
(2.5)	—1636,4	—148,8	—16,5	0,0
(2.6)	999,9	9,9	0,3	0,0
(2.7)	10,0	10,0	8,6	0,0
(2.8)	10,0	9,9	7,5	0,0
(2.9)	7,0	5,7	0,0	—7,1
(2.10)	11,2	4,6	0,0	—2,0

Анализ данных табл. 2.3 позволяет сделать ряд выводов:

1. Формула (2.5) дает обратную зависимость $z \sim (z_0, \mathrm{Ri})$ по сравнению с остальными, т. е. при увеличении числа Ri (например, из-за увеличения плотностной устойчивости) z становится больше z_0, что противоречит и теории, и данным экспериментов;

2. В соответствии с формулами (2.6)—(2.8) при турбулентном перемешивании глубина распространения примеси при нейтральной стратификации (Ri=0) достигает нижней границы слоя H. В то же время инструментальные измерения величины h в диффузионных экспериментах показали, что значение h_{max} в 3—5 (табл. 2.2 [130, 139]), а иногда и в 10 раз [200] меньше толщины слоя H. Соотношения (2.9) и (2.10) подтверждают этот факт. В соответствии с соотношениями (2.9) и (2.10) равенство h_{max} и H возможно лишь при $\mathrm{Ri} < 0$, т. е. при неустойчивой стратификации, что согласуется с известным положением теории турбулентности о том, что интенсивность процесса турбулентной температуропроводности больше, чем турбулентной диффузии пассивной примеси [123];

3. Данные табл. 2.3 позволяют определить критическое значение числа Ричардсона Ri, при котором турбулентные пульсации будут подавлены. Если принять, что для таких условий $h_{max} \leqslant 0{,}01\,H$, то в соответствии с формулой (2.9) это соотношение будет выполняться при $\mathrm{Ri} \approx 11{,}0$, значении, близком $\mathrm{Ri}_{кр} = 10$, принимаемом при теоретических расчетах параметров верхнего квазиоднородного слоя [92], а также с экспериментально определенным значением $\mathrm{Ri}_{кр} = 10$ при изучении вертикального переноса кислорода в Черном море [38]. Учитывая хорошую аппроксимацию экспериментальных данных, а также согласованность величин $\mathrm{Ri}_{кр}$, для оценки глубины распространения примеси в зависимости от фоновых условий в пределах основной фазы диффузии можно использовать эмпирическое соотношение (2.10).

Таблица 2.4

Средние значения инструментальных h_{max} и рассчитанные значения максимальной глубины распространения примеси для районов Черного моря

Район	N цикл/ч	$\bar{H}$ м	$\bar{h}_{max}$ м	$\partial u/\partial z$ с$^{-1}$			
				0,005	0,010	0,050	0,100
Сочи	80,04	10	2,9	0,02	0,9	4,7	4,9
Ялта	64,39	14	3,3	0,04	1,9	6,6	6,9
Варна	11,21	23	4,1	10,0	11,1	11,5	11,5

В табл. 2.4 приведены средние значения h_{max} по данным инструментальных измерений в диффузионных экспериментах для шельфовых зон характерных районов Кавказского, Крымского и Болгарского побережий и рассчитанные ее значения по формуле (2.10) для заданных значений вертикального градиента скорости течений. Оценка величин N и H сделана по работе [77], а для района Варны — по данным международных экспериментов 1977—1978 гг.

Таблица 2.5

Расчетные значения максимальной глубины распространения примеси, м, $H = 10$ м

$\partial u/\partial z$ с$^{-1}$	$\partial\rho/\partial z$ г/см^4				
	10^{-9}	10^{-8}	10^{-7}	10^{-6}	10^{-5}
0,001	3,56	0,17	0,01	0,01	0,01
0,005	4,93	4,36	1,28	0,01	0,01
0,010	4,98	4,83	3,56	0,17	0,01
0,050	5	4,99	4,93	4,36	1,28
0,100	5	5	4,98	4,83	3,56
0,500	5	5	5	4,99	4,93
1,000	5	5	5	5	4,98

Максимальные значения h_{max} отмечались на мелководном шельфе болгарского побережья (до 8 м), т. е. в районе с небольшой плотностной устойчивостью.

Данные табл. 2.4 свидетельствуют о различном вкладе плотностной устойчивости и вертикальных сдвигов скорости течений на величину h_{max}. Например, для условий слабой плотностной устойчивости в районе Варны изменение вертикального сдвига скорости от 0,005 до 0,1 с$^{-1}$ привело к изменению h_{max} на 1,5 м, в то время как для района Сочи — более чем на 4,5 м. Следовательно, в некотором диапазоне изменения вертикальных градиентов плотности и скорости течений происходит перераспределение определяющего влияния на величину h_{max} плотностной устойчивости и вертикальных сдвигов скорости, что хорошо видно из табл. 2.5, рассчитанной для некоторых значений $\partial\rho/\partial z$ и $\partial u/\partial z$ по соотношению (2.10).

Данные табл. 2.5 можно использовать, например, и для оценки $\partial u/\partial z$ по известным h_{max} и $\partial\rho/\partial z$.

На заключительной фазе диффузии по инструментальным измерениям величина h по мере удаления от границы основной фазы x_h уменьшалась по сравнению с h_{max}. Это явление обусловлено, вероятно, конечной чувствительностью флуориметра и убыванием $C_{max}(x)$ вдоль оси струи. Действительно, принимая, что вертикальное распределение примеси описывается нормальным законом, значение концентрации C_h на некоторой глубине h можно рассчитать (для нормированного распределения) по формуле $C_h = C_{max}(x)\exp(-h^2/2)$, где $C_{max}(x)$ — значение максимальной концентрации на поверхности моря ($h=0$) на данном удалении x. Поскольку нас интересует глубина залегания изолинии концентрации по уровню $C_{пр}$, положим $C_h = C_{пр}$ и определим $h_{пр}$

$$h_{пр} = [2\ln(C_{max}(x)/C_{пр})]^{1/2}. \qquad (2.11)$$

Из формулы (2.11) видно, что уменьшение $C_{max}(x)$ при постоянном $C_{пр}$ обусловливает уменьшение $h_{пр}$ и тем больше, чем меньше отношение $C_{max}(x)/C_{пр}$. Однако в действительности (при $C_{пр}=\infty$) на заключительной фазе диффузии примесь распределена, по-видимому, от поверхности моря до некоторой «разрешенной» глубины h_{max}, которая определяется сложившимися условиями энергоснабжения и плотностной устойчивости, как потребителя турбулентной энергии.

2.2.3. Горизонтальная и вертикальная дисперсии распределения примеси

Концентрация примеси на горизонтальных (поперечных) и вертикальных разрезах струи хорошо описывается нормальным законом. Расчет дисперсий этих распределений осуществлялся по формуле (2.4) с последующим осреднением по 10—12 значениям на секущих галсах. Рассмотрим изменение горизонтальной дисперсии D_y^2 в зависимости от времени диффузии $t = x/\bar{u}$.

На основной фазе диффузии $t_1 \leqslant t \leqslant t_h$ (t_1, t_h — моменты времени, соответствующие первому расстоянию x_1 от источника примеси, где осуществлялась серия секущих галсов, и точке перегиба на кривой $\bar{C}_{max} \sim x^{-n}$) скорость изменения $D_y^2 \sim t^m$ небольшая. Величина m изменялась в диапазоне 0,46—1,24, а величина D_y^2 — от $2{,}5\cdot10^4$ до $7\cdot10^5$ см^2. При осреднении в диапазоне времени от $t_1 \approx 6\cdot10^1$ до $t_h \approx 1\cdot10^3$ с дисперсия D_y^2 возрастает от $3\cdot10^4$ до $2\cdot10^5$ см^2 при среднем значении показателя степени $\bar{m}=0{,}7$.

Таблица 2.6

Средняя ширина струи на фиксированных расстояниях от источника в разных районах моря, м

Расстояние x, км	Район		
	Варна	Сочи	Ялта
0,05	5	10	10
0,1	8	13	17
0,2	13	20	25
0,3	18	25	30
0,5	27	33	42
0,7	33	40	52
1,0	43	50	63
1,5	57	63	82
2,0	68	75	97
Ri	0,07	0,11	0,46
D_y^2 м^2	1—$1{,}9\cdot10^2$	4—$2{,}3\cdot10^2$	4—$3{,}7\cdot10^2$

На заключительной фазе диффузии ($t>t_h$) скорость роста ширины струи и соответственно дисперсии D_y^2 резко возрастает. Изменение дисперсии наблюдалось в диапазоне от $1{,}5\cdot10^5$ до $2\cdot10^7$ см^2. В среднем в интервале времени диффузии $10^3 \leqslant t \leqslant 1{,}5\cdot10^4$ с наблюдается рост D_y^2 от $2\cdot10^5$ до $2\cdot10^7$ см^2, при среднем значении $\bar{m}=1{,}58$. Аналогичная зависимость $D_y^2 \sim t^{1{,}53}$ указана в работе [204].

При сопоставлении ширины струи l_y (по уровню концентрации $C_{пр}=1\cdot10^{-9}$ г/см^3, число случаев более 650) со средним квадратическим отклонением $\sqrt{D_y^2}$ определена их связь в виде

$$l_y = 5D_y. \qquad (2.12)$$

Очевидно, что при увеличении чувствительности прибора ширина струи будет определяться как $l_y = 6D_y$, что вытекает из нормальности распределения примеси на секущих галсах.

В табл. 2.6 приведены средние значения ширины струи, рассчитанной по формуле (2.12) для разных расстояний от источника, и оценки числа Ричардсона, полученные по средним значениям $\partial\rho/\partial z$. В связи с ограниченным количеством данных о $\partial u/\partial z$ они были дополнены материалами из работы [20]. Так как не во всех экспериментах наблюдались одновременно основная и заключительная фазы диффузии, то при осреднении граница их разделения оказалась нечеткой. Тем не менее хорошо прослеживается разница в скорости расширения струй для разных районов в зависимости от числа Ri: бóльшим его значениям соответствуют бóльшие скорости роста. Этот факт можно объяснить различиями в интенсивности вертикальной диффузии при разных числах Ri.

Выше отмечалось, что на мелководном шельфе болгарского побережья отмечались максимальные глубины распространения примеси h_{max}, благодаря малой плотностной устойчивости. Именно в этом районе отмечена минимальная скорость горизонтальной диффузии, что видно по соотношениям ширины струи для фиксированных удалений от источника (табл. 2.6). Характеристика интенсивности горизонтальной и вертикальной диффузии через соответствующие коэффициенты диффузии, в отмеченном случае $K_x \sim K_z^{-1}$, подтверждает известное положение теории турбулентности [140]. Несмотря на то, что в районе Сочи степень плотностной устойчивости в среднем выше, чем в районе Ялты, значение Ri для Кавказского побережья примерно в 4 раза меньше, чем для района Ялты из-за более высоких значений $\partial u/\partial z$. Соответственно изменению ширины струи изменяется и горизонтальная дисперсия D_y^2. Диапазон ее изменения для указанных расстояний x приведен в последней строке табл. 2.6.

Из-за ограниченного количества вертикальных зондирований в настоящее время еще не представляется возможным получить экспериментальные зависимости вертикальной дисперсии D_z^2 от времени

диффузии (или расстояния от источника) $D_z^2 \sim t^M$.

На основной фазе диффузии по небольшому числу данных показатель степени M изменялся в диапазоне 0,4—0,9, а величины D_z^2 — от $2 \cdot 10^1$ до $5 \cdot 10^4$ см^2 соответственно на удалениях x_1 и x_h. Так как глубина залегания изолинии $C_{пр}$ уменьшается на заключительной фазе, то и дисперсия D_z^2 уменьшается из-за конечной и недостаточно большой чувствительности флуориметра. Аналогично (2.12) определена связь глубины распространения примеси h со средним квадратическим отклонением D_z

$$h = 2{,}5 D_z. \qquad (2.13)$$

С учетом того что вертикальное распределение представлено половиной нормальной кривой, выражение (2.13) идентично (2.12), как и следовало ожидать. Выражения (2.12) и (2.13) позволяют сделать оценку соответствующих дисперсий по известным l_y и h. По соотношениям (2.9) и (2.13) можно определить зависимость вертикальной дисперсии от числа Ричардсона

$$D_z^2 = 4 \cdot 10^{-2} H^2 \exp(-0{,}7\mathrm{Ri}), \qquad (2.14)$$

пригодную для оценки максимального значения $D_z^2(x_h)$ соответственно сложившимся условиям плотностной устойчивости и вертикального сдвига скорости течений, т. е. сложившемуся балансу расходной части турбулентной энергии.

Согласованность изменения параметров C_{max}, h, $D_{y,z}^2$ свидетельствует о том, что они не случайны, а обусловлены самим механизмом процесса диффузии. В качестве основных факторов механизма можно назвать перераспределение турбулентной энергии [130] и различную ориентацию осей вращения турбулентных образований [139] тех масштабов, которые в данный момент оказывают преобладающее влияние на рассеяние примеси. На основной фазе диффузии основную роль, по-видимому, играют вихри с горизонтальной осью вращения L_r. При заглублении примеси затрачивается часть турбулентной энергии ε_n на преодоление сил плавучести ($\varepsilon_n \sim [(\partial\rho/\partial z), D_z^2]$ [111, 123]. Тогда разность $\Delta\varepsilon = \varepsilon - \varepsilon_n$ обусловливает горизонтальную диффузию, т. е. $D_y^2 \sim \Delta\varepsilon$. С увеличением времени диффузии поле примеси достигает таких масштабов, когда определяющую роль в дальнейшем его процессе начинают играть турбулентные вихри с вертикальной осью вращения масштаба $L_в > L_r$, что характерно для заключительной фазы диффузии. С увеличением масштаба $L_в$ растет их энергия ε и поэтому величина $\Delta\varepsilon$ также увеличивается (при неизменных условиях плотностной стратификации). Увеличение энергии $\Delta\varepsilon$ можно выразить и через эквивалентное уменьшение величины ε_n, так как ее доля в общей энергии процесса диффузии с увеличением масштаба поля примеси действительно уменьшается. Скорость уменьшения вклада ε_n в общий процесс на заключительной фазе выражается в скорости уменьшения глубины h (по уровню $C_{пр}$) для расстояний $x > x_h$. В этом случае отношение максимальной дисперсии $D_z^2(x_h)$ к ее текущему значению $D_z^2(x > x_h)$ характеризует скорость увеличения энергии $\Delta\varepsilon \to \varepsilon$.

В связи с изложенными выше данными и предположениями, расчет зависимости $\bar{C}_{max} \approx x^{-h}$ для основной фазы диффузии ($x < x_h$) производится по формуле (2.3), где текущее значение вертикальной дисперсии $\bar{D}_z^2(x)$ изменяется от минимальных значений (или величины d_z^2) до ее максимальной величины $D_z^2(x_h)$.

На заключительной фазе ($x > x_h$) расчет $C_{max}(x)$ следует производить [130] по соотношению:

$$\bar{C}_{max}(x, 0, 0) = C_0 / [D_y^2(x)/d_y^2]^{1/2} [D_z^2(x_h)/D_z^2(x)]^{1/2}. \qquad (2.15)$$

Проверка (2.3) и (2.15) проводилась по известным из экспериментов значениям C_0, $D_{y,z}^2$, $d_{y,z}$. Разность экспериментальных значений $\bar{C}_{max}(x)$ и рассчитанных по формулам (2.3) и (2.15) не превышали 2 ед. концентрации на расстояниях от источника вплоть до 6 км.

Учитывая закономерности изменения текущих значений дисперсий $D_y^2 \sim t^m$ и $D_z^2 \sim t^{|M|}$ (на основной и заключительной фазах показатель степени M имеет разные знаки) и постоянство величин C_0, d_y^2 и d_z^2, $D_z^2(x_h)$ для конкретных условий эксперимента, из формул (2.3) и (2.15) можно определить величину $|n|$ в зависимости $C_{max} \sim x^{-n}$

$$|n| = (m + |M|)/2. \qquad (2.16)$$

По известным из эксперимента величинам m и $|M|$, при наличии достаточного количества вертикальных зондирований, рассчитывались значения $|n|$, которые до десятых долей соответствовали его экспериментальным значениям.

Полагая в формуле (2.3) или (2.15) отношение вертикальных (горизонтальных) дисперсий равным единице, т. е. пренебрегая вертикальной (горизонтальной) диффузией, можно оценить вклад горизонтального (вертикального) обмена в общий трехмерный процесс диффузии, сравнивая рассчитанные таким образом значения $C_{y,z} \sim x^{-n}$ с экспериментальными значениями $C_{max} \sim x^{-n}$.

При необходимости восстановления зависимости текущего значения вертикальной дисперсии от расстояния x по известным из эксперимента значениям C_0, $\bar{C}_{max}$, $\bar{D}_y^2$, $d_{y,z}^2$ можно рассчитать D_z^2 по формуле (2.3) или (2.15) для соответствующих величин x.

2.2.4. Коэффициенты горизонтальной и вертикальной диффузии

Расчет соответствующих коэффициентов диффузии осуществлялся по формуле (2.2). В табл. 2.7 приведены осредненные значения коэффициентов горизонтальной диффузии $\bar{K}_y$ для районов приглубых шельфов Крыма и Кавказа и мелководного шельфа западного побережья.

Для малых масштабов значения $\bar{K}_y$ в разных районах отличаются более чем в 3 раза, наименьшие значения отмечены на мелководном шельфе, что объясняется, очевидно, более интенсивной вертикальной диффузией. При ширине струи 80—100 м (такая ширина поля примеси наблюдалась на удалениях 1,5—2 км от источника и соответствовала заключительной фазе диффузии) значения $\bar{K}_y$ примерно равны между собой, в то же время скорость

их изменения различна. В отдельных экспериментах показатель степени α_0 зависимости $\overline{K_y} \sim l^{*\alpha_0}$ изменялся от 0 до 4/3. Такой же диапазон изменения α_0 получен по данным наблюдений за дискретными свободно плавающими поплавками в Черном море [66]. В среднем зависимость K_y от масштаба явления близка к линейной.

Таблица 2.7

Средняя ширина струи на фиксированных расстояниях $\overline{K_y}$ для разных масштабов явления $l^* = 3D_y$, см²/с

Район	Масштаб l^*, м						α_0
	10	20	40	60	80	100	
Варна	74	145	275	410	540	670	1,0
Сочи	125	210	350	480	590	690	0,74
Ялта	270	360	490	580	660	720	0,43
Среднее	155	238	392	490	598	695	0,72

Диапазон изменения коэффициента вертикальной диффузии достаточно большой — от соизмеримых с молекулярными значениями до десятков единиц (табл. 2.8).

По порядку средние значения $\overline{K_z}$ для разных районов примерно равны, однако и по этим данным район мелководного шельфа выделяется боль-

Таблица 2.8

Средние значения и диапазон изменения коэффициента вертикальной диффузии $\overline{K_z}$ для разных районов Черного моря

Район	Варна	Сочи	Ялта
$\overline{K_z}$, см²/с	3,4	2,5	2,3
Диапазон изменения, см²/с	0,1—15,6	0,08—27,6	0,08—5,0

шей интенсивностью вертикальной диффузии. Очевидно, что по мере накопления данных о K_z эти различия будут более четкими. Следует однако учитывать, что диапазон изменения K_z характеризует в основном не различия фоновых условий, а скорее многообразие величин h на различных участках режима диффузии. Выше было показано, что для расстояния $x >> x_h$ глубина h, уменьшаясь по сравнению с h_{max}, достигает всего несколько десятков сантиметров. В таких случаях значения K_z, рассчитанные по $D_z^2 \sim h$ для большого времени диффузии, весьма малы. Очевидно, что и на основной фазе диффузии ($x < x_h$) при соответствующих сочетаниях величин $h \sim D_z$ и t могут быть получены малые значения K_z. Представительной величиной для конкретных условий может быть значение K_z^m, рассчитываемое по максимальной дисперсии $D_z^2(x_h) \sim h_{max}$, поскольку сочетание условий плотностной стратификации и других факторов определяет максимальную («разрешенную») глубину распространения примесн. Поэтому при поиске связи интенсивности вертикальной диффузии с фоновыми условиями следует учитывать не любые значения, а именно его максимальную величину K_z^m.

В теории турбулентности определено [123], что коэффициент K_z для условий устойчивой плотностной стратификации меньше, чем для нейтральной K_z^0, тем не менее о конкретном виде зависимости K_z от числа Ричардсона (как обобщенной характеристики фоновых условий) единого мнения нет. Выше приводились соотношения (2.5) — (2.8), из которых можно получить соответствующие выражения связи $K_z \sim (K_z^0, \mathrm{Ri})$. Аналогично можно определить эту зависимость на основе формулы (2.11), что наилучшим образом аппроксимирует экспериментальные данные [131]

$$K_z^m = K_z^0 \exp(-0{,}7\mathrm{Ri}). \qquad (2.17)$$

Анализ физических условий, которым должны удовлетворять параметры, определяющие K_z, привел автора работы [111] к аналогичной формуле (2.17) экспоненциальной зависимости с коэффициентом при числе Ri, равным 0,8.

На основе небольшого числа экспериментальных данных оценки K_z^m изменялись в диапазоне 3—73 см²/с (см. табл. 2.2). Определить его среднее значение с достаточной степенью надежности в настоящее время не представляется возможным из-за малочисленности данных. Аналогичное положение и с оценками K_z^0. Экспериментальные данные позволяют лишь оценить отношение K_z^m/K_z^0. Диапазон его изменения от 0,15 до значений, близких к единице и, следовательно, величина K_z^m может быть примерно на порядок меньше, чем для условий нейтральной стратификации.

Со схемой двухфазного режима диффузии от стационарных источников примеси хорошо согласуются функции спектральной плотности пульсаций концентрации $S(\omega)$, рассчитанные по реализациям на различных расстояниях от источника по оси струи в диапазоне частот ω от $1{,}5 \cdot 10^{-2}$ до 3,14 рад/с. Максимальные значения функций $S(\omega)$ зависят не только от уровня турбулентности, но и от величины $C_{max}(x)$. Поскольку в разных экспериментах концентрация C_{max} для одного и того же расстояния x изменяется примерно на 1,5—2 порядка, то определение некоторого среднего уровня спектральных функций, как характеристики турбулентной активности района, для случая стационарных источников нецелесообразно.

Другой важной характеристикой спектров является скорость их убывания, т. е. показатель степени в зависимости $S(\omega) \sim \omega^{-\gamma}$, отражающий различные режимы турбулентности. Так, для инерционного интервала $|\gamma| = 5/3$, а по данным экспериментов [64, 142] $|\gamma|$ изменяется в диапазоне 5/3—2,0. При более систематическом исследовании наклонов спектров обнаружен еще больший диапазон — от 5/3 до 3 [71]. При этом выявлена закономерность трансформации наклонов спектров [130]: на основной фазе диффузии для районов, где наблюдается последовательное заглубление примеси, наклон спектров закономерно изменяется от —5/3 до —3. Максимальный наклон всегда соответствовал расстоянию x_h, где наблюдалась максимальная глубина распространения примеси h_{max}. Выявленная закономерность наклонов кривой $S(\omega)$ подтверждает выводы теории турбулентности о влиянии устойчивой стратификации на скорость убывания спектральных функций [120]. Подробно статистические характеристики поля примеси от стационарных источников рассмотрены также в работе [148].

2.3. МГНОВЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ

2.3.1. Методика исследований и использованные материалы

В подавляющем большинстве случаев эксперименты (табл. 2.9) проводились при спокойных погодных условиях: скорость ветра до 5 м/с и волнение моря до 2—3 баллов. Мощность источников изменялась от 8 до 100 кг в зависимости от интенсивности процесса диффузии и необходимых масштабов исследования, однако в основном она составляла 10—25 кг.

Перед выпуском пятна плотность исходного раствора красителя доводилась до плотности морских

Таблица 2.9

Данные о выпусках мгновенных источников примеси. (1968—1982)

Район	Удаление от берега, км	Глубина моря, м	Общее количество выпусков	Количество серий
Батуми	5—10	150—300	3	13
Сухуми	3—10	100—500	8	49
Пицунда	3—5	200—500	2	6
Ялта	5—10	100—500	11	57
м. Калиакра	34—36	80—100	3	20
Варна — м. Мичурин *	3—60	30—120	6	27
Западная халистатика	150	2000	4	23

* В период международных экспериментов и совместных экспедиций.

вод исследуемого района. Методика выпуска, разработанная в Институте биологии южных морей АН УССР [73] достаточно полно удовлетворяет условию точечности и мгновенности выпуска при большом диапазоне мощностей источников. Для исключения влияния корпуса на начальный процесс диффузии примеси выпуск осуществлялся с небольшой шлюпки. Из этих соображений исследование пространственного распределения красителя в пятнах проводилось также со шлюпки, где устанавливался весь измерительный комплекс. Первая серия измерений начиналась в период достижения максимальной концентрации в пятне, равной примерно 10^{-6} г/см^3 (физическое ограничение, связанное с так называемым явлением «концентрационного тушения»). Как правило, время начала работ не превышало 45—60 мин от момента пуска пятна.

2.3.2. Осредненные пульсационные характеристики

Не останавливаясь подробно на теории турбулентной диффузии примеси от мгновенных источников (см., например, [121, 124, 140, 143]), отметим только основные ее следствия при рассмотрении определенных характеристик диффузии.

Естественно, что скорость уменьшения максимальной концентрации в центре пятна с увеличением времени диффузии, как наиболее обобщенная характеристика интенсивности процесса рассеяния примеси, зависит от интенсивности горизонтальной и вертикальной диффузии, как это было показано для непрерывных источников. В работе [121] установлено, что в зависимости от коэффициента вертикальной диффузии K_z и вида его изменения по глубине (постоянный, или изменяющийся по некоторым законам) максимальная концентрация примеси убывает по законам $t^{-3} - t^{-4,5}$. Учет совместного эффекта вертикального обмена и вертикального сдвига скорости течения приводит к закономерности $C_{max} \sim t^{-2,5}$ [220].

Средние значения показателя степени $|\bar{n}|$ в соотношении $C_{max} \sim t^{-n}$ по экспериментальным данным для разных районов Черного моря приведены в табл. 2.10. Очевидно, что разница значений $|\bar{n}|$ отражает разные условия динамической и термохалинной структуры морских вод в районах экспериментов.

Чрезвычайно быстрое падение максимальной концентрации в районе Батуми, возможно, обусловлено эффектом резкого обострения плотностной стратификации в поверхностном слое моря за счет растекания вод р. Чорох. Аналогичный феномен диффузии на устьевых взморьях наблюдался в отдельных случаях и в районе Пицунды [68]. Резкое обострение горизонтальной диффузии в районах устьевых зон отмечается и в работах японских исследователей [207, 209]. Таким образом, резкое усиление горизонтальной диффузии для районов устьевых взморьев (возможно в зоне влияния гидрофронтов) является, очевидно, типичным.

В то же время скорость падения C_{max} в районе м. Калиакра, по-видимому, обусловлена другими факторами. Для западного побережья Черного моря характерна меньшая плотностная устойчивость по сравнению с районом Кавказа и Крыма, что обусловливает более интенсивный вертикальный обмен. Если при этом учесть, что району м. Калиакра свойственны большие значения средней скорости течений и ее вертикальных сдвигов, то именно этими факторами можно объяснить большие глубины распространения примеси h_{max} и, как следствие интенсивной горизонтальной и вертикальной диффузии, большую скорость уменьшения $C_{max}(t)$.

Более подробно интенсивность горизонтальной диффузии рассмотрим на примере анализа временной зависимости горизонтальной дисперсии распределения концентрации примеси. Как правило, спустя некоторое время t' после пуска, пятно примеси приобретает все более вытянутую форму. Большой вклад в формирование такой анизотропной формы диффундирующей примеси вносят сдвиговые эффекты поля скорости течений [122, 220]. Направление вытянутости пятен не всегда совпадает с направлением их переноса, а время t' зависит от вертикальных и горизонтальных градиентов скорости течения [143]. Для характеристики степени вытянутости пятна используют так называемый коэффициент анизотропии $e' = D_y/D_x$. Поскольку в реальных условиях моря пятна примеси всегда в большей или меньшей степени анизотропны, то в табл. 2.10 приведены соответствующие дисперсии — вдоль D_x^2 и поперек D_y^2 вытянутости пятна. На основании [215] формул:

$$D_x^2 = \iint_{-\infty}^{\infty} x^2 C\,dx\,dy \Big/ \iint_{-\infty}^{\infty} C\,dx\,dy;$$

$$D_y^2 = \iint_{-\infty}^{\infty} y^2 C\,dx\,dy \Big/ \iint_{-\infty}^{\infty} C\,dx\,dy, \qquad (2.18)$$

Таблица 2.10

Некоторые характеристики и параметры турбулентной диффузии районов Черного моря

Район	$\lvert\bar{n}\rvert$ в формуле $C_{max}\sim t^{-\bar{n}}$	$D_x^2\sim t^m$		$D_y^2\sim t^M$		$D_t^2\sim t^K$		$\bar{\varepsilon}'$	$\bar{h}_{max}$ м
		диапазон изменения, 10^3 м^2	m	диапазон изменения, 10^3 м^2	M	диапазон изменения, 10^3 м^2	K		
Батуми	5,8	8—120	3,0	0,13—50	1,2	—	—	0,12	—
Сухуми — Пицунда	3,8	0,6—200	2,8	0,12—1	1,9	25—100	1,9	0,32	3,8
Ялта	2,5	1—850	3,0	0,1—8,5	1,9	4—350	2,8	0,30	2,8
м. Калиакра	5,8	1—200	2,8	0,13—12	2,1	14—200	2,4	0,30	6,5
Варна — зал. Бургас	1,9	1,2—200	2,5	0,21—2,1	1,0	12—430	1,5	0,4	5,3
м. Мичурин *	3,0	0,65—8,5	1,1	0,18—2,4	1,1	0,9—10	0,8	0,53	5,5
Зап. халистатика	2,6	0,3—50	2,2	0,1—2,5	1,4	2—200	2,0	0,4	5,2

* По одному эксперименту на расстоянии 3—4 км от берега.

где x, y — координатные оси; C — концентрация, составлен алгоритм программы расчета тензора дисперсий, реализованный на ЭВМ ЕС-1033.

В зависимости от турбулентной активности средние значения $D_{x,y}^2$ изменялись по районам более чем на 2 порядка. Указанный в табл. 2.10 диапазон изменения дисперсий распределения соответствует времени диффузии примерно от $3\cdot10^3$ с (среднее время первой серии наблюдений) до $3\cdot10^4$ с (среднее время начала разрушения пятна, когда из-за конечной чувствительности флуориметра площадь поля примеси начинает уменьшаться). Для района Батуми диффузионные характеристики соответствуют времени диффузии от $3\cdot10^3$ до $1\cdot10^4$ с.

Данные табл. 2.10 позволяют заключить, что для теплого времени года интенсивность горизонтальной диффузии в различных районах сопоставима. Так, для районов Кавказа, Крыма и м. Калиакра близки диапазон изменения дисперсии распределения $D_{x,y}^2$, закономерность ее изменения во времени и даже степень анизотропии. В то же время интенсивность вертикальной диффузии, о которой можно судить по средним значениям глубины распространения примеси $\bar{h}_{max}$ (в табл. 2.10 приведены значения $\bar{h}_{max}$, относящиеся к центральной части пятна), различна и в общем случае отражает специфику термохалинной и динамической особенностей районов. В среднем для этих районов зависимость дисперсии D_x^2 от времени близка к кубической, D_y^2 — к квадратичной (без учета специфических условий района Батуми). Вклад величины D_y^2 в общую горизонтальную дисперсию $D^2=D_x^2+D_y^2$ незначительный, поэтому с некоторым приближением можно принять, что для указанных трех районов горизонтальная дисперсия изменяется по закону t^3. Если допустить, что горизонтальная протяженность пятна $l^*\sim D$ характеризует расстояние между двумя дискретными частицами, то зависимость $D\sim t^3$ соответствует второй фазе диффузии по Бетчелору [143]. Первая фаза, где $D^2\sim t^2$, в случае флуориметрических измерений концентрации из рассмотрения выпадает, так как она наблюдается, вероятно, при меньших масштабах диффузии [165].

Кубическая зависимость дисперсии от времени вытекает из теории локально-изотропной турбулентности, хотя вряд ли можно предположить столь большую протяженность инерционного интервала. Вероятно вид этой зависимости в значительной степени определен сдвигом скорости течений, учет которого также приводит к кубической зависимости [220, 221].

По мере удаления от м. Калиакра к югу интенсивность горизонтальной диффузии уменьшается. Так, в районе м. Мичурин значение D_x^2 и скорость ее изменения значительно меньше, чем в более северных районах. В то же время в отдельных экспериментах, проводившихся в районе Варны, интенсивность горизонтальной диффузии была сопоставима с более южными районами. Соответственно этому изменяется и коэффициент анизотропии: по мере уменьшения скорости роста дисперсии D_x^2 процесс диффузии становится менее анизотропным. Аналогичная зависимость коэффициента анизотропии наблюдалась при оценке горизонтального турбулентного обмена импульсом по данным регистраторов течений на двух буйковых станциях — на траверзе м. Калиакра и на траверзе п. Варна [114]. Конечно, в настоящее время при ограниченном числе данных можно говорить лишь о тенденции в изменении турбулентной активности отдельных районов, однако она прослеживается довольно четко.

Интенсивность горизонтального обмена в отдельных экспериментах, проводившихся в западной циркуляционной системе течений, зависела от района исследований. Вблизи центральной халистатической области интенсивность обмена составляла лишь 0,3—0,5 соответствующего уровня района м. Калиакра. В экспериментах, проводившихся на юго-западной ее периферии, т. е. в районе действия основного черноморского течения, интенсивность обмена сопоставима с интенсивностью в районе Варны и даже м. Калиакра, что свидетельствует о большом вкладе в интенсивность обмена квазистационарной системы течений.

Распределение концентрации примеси на поперечных галсах пятна в большинстве случаев хорошо аппроксимируется кривой Гаусса, в отличие от продольных [143]. Для экспресс-оценок D_x^2 и D_y^2 составлены регрессионные уравнения $l_x\sim\sqrt{D_x^2}$ и $l_y\sim\sqrt{D_y^2}$ и определено, что

$$l_x\approx 5D_x; \qquad (2.19)$$

$$l_y \approx 5D_y$$

при ограничении размеров пятна по уровню концентрации $C_{пр} = 1 \cdot 10^{-9}$ г/см³.

В ряде радиально-симметричных моделей диффузии [140, 143, 211] в качестве масштаба явления диффузии рассматривается радиус круга, эффективная площадь которого равна площади реального пятна. В табл. 2.10 приведены значения горизонтальной дисперсии распределения концентрации D_r^2, рассчитанные в соответствии с такими моделями. По порядку величин значения D_r^2 близки к D^2, в то же время временная изменчивость функции $D_r^2(t)$ иная. В среднем радиально-симметричная дисперсия изменяется со временем по квадратичному закону не только в Черном море, но и в открытом океане [72]. Данные о D_r^2 можно использовать для оценки турбулентной активности, однако более адекватно отражают особенности процесса диффузии в отдельных районах значения дисперсий $D_{x,y}^2$, рассчитанные по съемке реальных анизотропных пятен.

Горизонтальные коэффициенты турбулентной диффузии рассчитывались по соответствующим осредненным для отдельных районов значениям дисперсий $\bar{D}_x^2$ и $\bar{D}_y^2$ по формуле $K = D^2/4t$ [215, 221]. В качестве масштаба явления взята величина l^* (табл. 2.11). Данные табл. 2.11 показывают, что в среднем коэффициенты диффузии K_x изменяются в зависимости от масштаба диффузии по законам, близким к линейному и 4/3, K_y — близким к линейному, а в районах слабой динамической активности показатель степени при l^* в закономерности $K \sim l^{*\alpha_0}$ изменяется в диапазоне $0 \leqslant \alpha_0 \leqslant 1$. Величину α_0 можно определить из соотношения: $\alpha_0 = 2 - 2/m$, где m — показатель степенной зависимости $D^2 \sim t^m$. Закономерность изменения коэффициента горизонтальной диффузии и его значение хорошо согласуется с данными работы [221], в которой обобщены материалы диффузионных экспериментов с пятнами примеси, проведенных в Атлантическом и Тихом океанах и Северном море для масштабов диффузии от 10 м до 1000 км. По порядку величины коэффициенты диффузии K_y для непрерывных источников (см. табл. 2.7) хорошо согласуются с величинами K_x (см. табл. 2.11) для соответствующих масштабов явления.

Оценки коэффициентов вертикальной диффузии K_z в пятнах значительно затруднены из-за неоднозначности распределения глубины примеси h вдоль измерительных галсов. Как правило, h увеличивается от «головной» (в направлении дрейфа) к «хвостовой» части пятна. Аналогичная закономерность распределения глубины отмечается в направлении от подветренного к наветренному фронту пятна. В связи с этим глубина распространения примеси h, определяемая в характерных зонах пятна (головной, средней, хвостовой), в последующих сериях регистрируется как весьма нерегулярная. Очевидно, что в значительной степени это обусловлено неоднозначностью выбора места вертикальных зондирований в последующих сериях. Именно поэтому значения K_z, рассчитанные в пределах даже одного пятна, изменяются в большом диапазоне. Для всех районов Черного моря они изменяются от 0,01 до 17 см²/с, что совпадает с аналогичными значениями для струй. По-видимому, в среднем можно принять, что типичные для Черного моря значения (определяемые «фоновыми» океанографическими условиями) лежат в диапазоне 1—10 см²/с для вертикального масштаба диффузии 0—10 м.

В ряде случаев по данным о распределении концентрации примеси вдоль измерительных галсов (в основном при измерениях вдоль вытянутости пятна) рассчитывались одномерные пространственные функции спектральной плотности пульсаций концентрации $S(K)$, где K — волновое число. Характеристики $S(K)$: уровень, наклоны аппроксимирующих прямых, масштабы основных энергонесущих вихрей и другие изменялись в зависимости от района исследований. Диапазон изменения уровней функций $S(K)$ превышает семь порядков (от 5×10^{-1} до $1 \cdot 10^7$ г/см⁵). Оценки средних значений уровней спектров для разных районов следующие: Сухуми — Пицунда — $3{,}6 \cdot 10^4$; Ялта — $2 \cdot 10^3$; м. Калиакра — $5{,}4 \cdot 10^5$; Варна — $2 \cdot 10^2$; Западная халистатика — $5 \cdot 10^0$ г/см⁵, т. е. большие пульсации концентрации наблюдаются в районах большой динамической активности. Диапазон изменения показателя степени $|\theta|$ в соотношении $S(K) \sim K^{-\theta}$ для пятен значительно больший, чем для струй — от 5/3 до 5,0, однако четкой закономерности его изменения в зависимости от глубины распространения примеси h не обнаружено. По-видимому, это связано с нерегулярностью распределения глубины h

Таблица 2.11

Средние значения коэффициентов горизонтальной турбулентной диффузии для районов Черного моря, 10^2 см²/с

Район	K	Масштаб явления l^*, м									α_0 в $K \sim l^{*\alpha_0}$
		40	60	80	100	200	400	600	800	1000	
Сухуми — Пицунда	K_x	1,7	3,0	4,3	5,8	14	36	60	90	120	1,3
	K_y	0,8	1,4	1,8	2,3	4,6					1,0
Ялта	K_x				6,6	15	33	57	83	110	1,3
	K_y		1,0	1,3	1,6	3,1					1,0
м. Калиакра	K_x			2,5	4,7	12	28	46	68	90	1,3
	K_y	0,8	1,2	1,7	2,2	4,4	9,0				1,1
Варна — Бургас	K_x		4,0	5,6	7,3	16	39	62	86		1,2
	K_y		1,3	1,3	1,3						0,0
Западная халистатика	K_x		2,6	3,7	4,8	11	25	40	56		1,2
	K_y	1,0	1,2	1,5	1,7	2,5					

на измерительных галсах, о чём говорилось выше. Очевидно, что наклон функций $S(K)$ отражает некоторые средние условия распространения примеси по глубине на выбранных направлениях сечения пятна, что затрудняет выявление связи $|\theta| \sim h$ для мгновенных источников [148]. Тем не менее, так как глубина распространения примеси сопряжена с затратами турбулентной энергии, то можно ожидать, что для отдельных районов моря, отличающихся средними условиями плотностной устойчивости, будут различны средние значения $|\theta|$. В табл. 2.12 приведена повторяемость по градациям показателя степени $|\theta|$ для западного (в основном болгарского) и крымско-кавказского районов Черного моря, а также одного из экспериментов в районе Сухуми, проводившегося при значительной плотностной устойчивости.

Таблица 2.12

Повторяемость показателя степени $|\theta|$ по районам, %

Градации $\|\theta\|$	Район Черного моря		
	западный	Крым — Кавказ	Сухуми 23 VIII 1972
0,4—0,90	4	5	16
0,91—1,40	9	11	5
1,41—1,90	46	11	16
1,91—2,40	18	30	10
2,41—2,90	—	18	10
2,91—3,40	23	16	22
3,41—3,90	—	—	—
3,91—4,40	—	7	16
4,41—5,00	—	2	5
Число случаев	22	61	19
N_0, цикл/ч	25,06	90,37	122,78
Среднее	1,94	2,39	2,64
Дисперсия	0,7	1,0	1,4

Для мелководного шельфа западной части Черного моря с наименьшими из приведенных значений частоты Вяйсяля — Брента N_0 (цикл/ч) примерно в половине случаев значение $|\theta|$ близко к 5/3. По мере роста плотностной устойчивости, т. е. по мере увеличения затрат турбулентной энергии, связанных с диффузией примеси на глубину h, максимум повторяемости $|\theta|$ смещается в область больших его значений. Одновременно растет его среднее значение и дисперсия, т. е. распределение $|\theta|$ становится более пологим. Таким образом, данные табл. 2.12 позволяют заключить, что и для пятен существует связь скорости убывания функций $S(K)$ со степенью плотностной устойчивости, как это было установлено для струй, что вполне естественно, учитывая общность механизмов, определяющих диффузию примеси от мгновенных и непрерывных источников примеси.

2.4. ГОРИЗОНТАЛЬНЫЙ ТУРБУЛЕНТНЫЙ ОБМЕН ИМПУЛЬСОМ (по данным измерителей течений)

Исследования турбулентности в Черном море начались сравнительно недавно и успешно развиваются в последние годы [33, 49, 50, 69, 91, 137, 138, 144, 174, 184]. Однако сложность изучения процесса в натурных условиях требует постановки новых экспериментов с целью охвата более широкого спектра возможных колебаний. В настоящей работе дана оценка статистических характеристик турбулентного обмена по новым записям течений с помощью БПВ на АБС, выполненным в различных районах Черного моря в 1962—1981 гг. (рис. 2.1). Проанализировано 109 рядов наблюдений продолжительностью 2—7 сут, дискретность отпечатков 5—15 мин, приводятся результаты характерных 65 наблюдений (табл. 2.13).

При изучении гидрофизических явлений, обладающих анизотропией, представляют интерес экстремальные характеристики, как правило, ориентированные вдоль среднего переноса или перпендикулярно к нему. Поэтому наблюденные ряды скорости разлагались на составляющие относительно среднего течения. Коэффициенты горизонтального турбулентного обмена количеством движения (импульсом) A_l вычислялись методом Эртеля—Штокмана [192]:

$$A_x = \frac{\Delta t}{2N_x} \sum_{1}^{2N_x} \left[\left(\sum_{1}^{n_x} u' \right)^2 / n_x \right]; \qquad (2.20)$$

$$A_y = \frac{\Delta t}{2N_y} \sum_{1}^{2N_y} \left[\left(\sum_{1}^{n_y} v' \right)^2 / n_y \right]; \qquad (2.21)$$

$$A_{xy} = \frac{\Delta t}{2N_x} \sum_{1}^{2N_x} \left[\left(\sum_{1}^{n_x} u' \sum_{1}^{n_x} v' \right) / n_x \right]; \qquad (2.22)$$

$$A_{yx} = \frac{\Delta t}{2N_y} \sum_{1}^{2N_y} \left[\left(\sum_{1}^{n_y} u' \sum_{1}^{n_y} v' \right) / n_y \right], \qquad (2.23)$$

где $2N_x$, $2N_y$ — число групп с одинаковым знаком во временной последовательности u' и v'; n_x, n_y — число элементов в каждой группе u' и v'; Δt — интервал дискретности записи течений. В основу вычисления положен принцип систематичности группирования. К недостаткам этого метода относят зависимость A_l от Δt. Поэтому сравнительный анализ расчетов по методу Эртеля—Штокмана желательно производить по временным рядам скоростей течений с одинаковой дискретностью, либо приводить все расчетные данные к общей дискретности с помощью коэффициентов. Так как дискретность используемых наблюдений относительно близка 5—15 мин, то корректировка средних оценок не проводилась.

В ранних работах [49] пульсационные скорости находились вычитанием из «мгновенных» значений осредненных $\bar{u}$ и $\bar{v}$ (черта означает осреднение за весь период наблюдений). Неизменность основного масштаба осреднения, использованного при определении $\bar{u}$ и $\bar{v}$, не позволяла связать значения $(\bar{u}')^2$ и $(\bar{v}')^2$ с этим масштабом и приводила к необоснованному выводу об убывании энергии турбулентности с увеличением периода осреднения, на что указывалось в работах [107, 138]. В настоящей работе пульсационные скорости определялись вычитанием из наблюденных значений сглаженных составляющих

$$u' = u - \bar{u}. \qquad (2.24)$$

Сглаживание проводилось с использованием косинус-фильтра $[1 + \cos(2\pi t/T_0)]$ [140], что дало возможность исключить длиннопериодные колебания и таким образом рассмотреть колебания раз-

личных временных масштабов. Величина T_0 принималась возрастающей от 4 Δt до 1/10 длины ряда.

Для проверки близости найденного распределения к нормальному использовался критерий Корню, согласно которому отношение дисперсии пульсаций измеренной величины к квадрату осредненного значения ее модуля приблизительно равно

$$m^* = \bar{v}'^2 / |\bar{v}'|^2 \approx \pi/2. \qquad (2.25)$$

корреляции делением его на среднее квадратическое отклонение рассматриваемых пульсаций

$$R_{u,v} = \bar{u'v'} / \sqrt{(\bar{u'})^2 (\bar{v'})^2}. \qquad (2.27)$$

В табл. 2.14 приводятся результаты расчета коэффициентов корреляции между пульсациями течений в северо-западной части моря для точки с координатами $\varphi = 45°01'$ с. ш. и $\lambda = 31°20'$ в. д. и в прибосфорском районе в зоне обнаружения

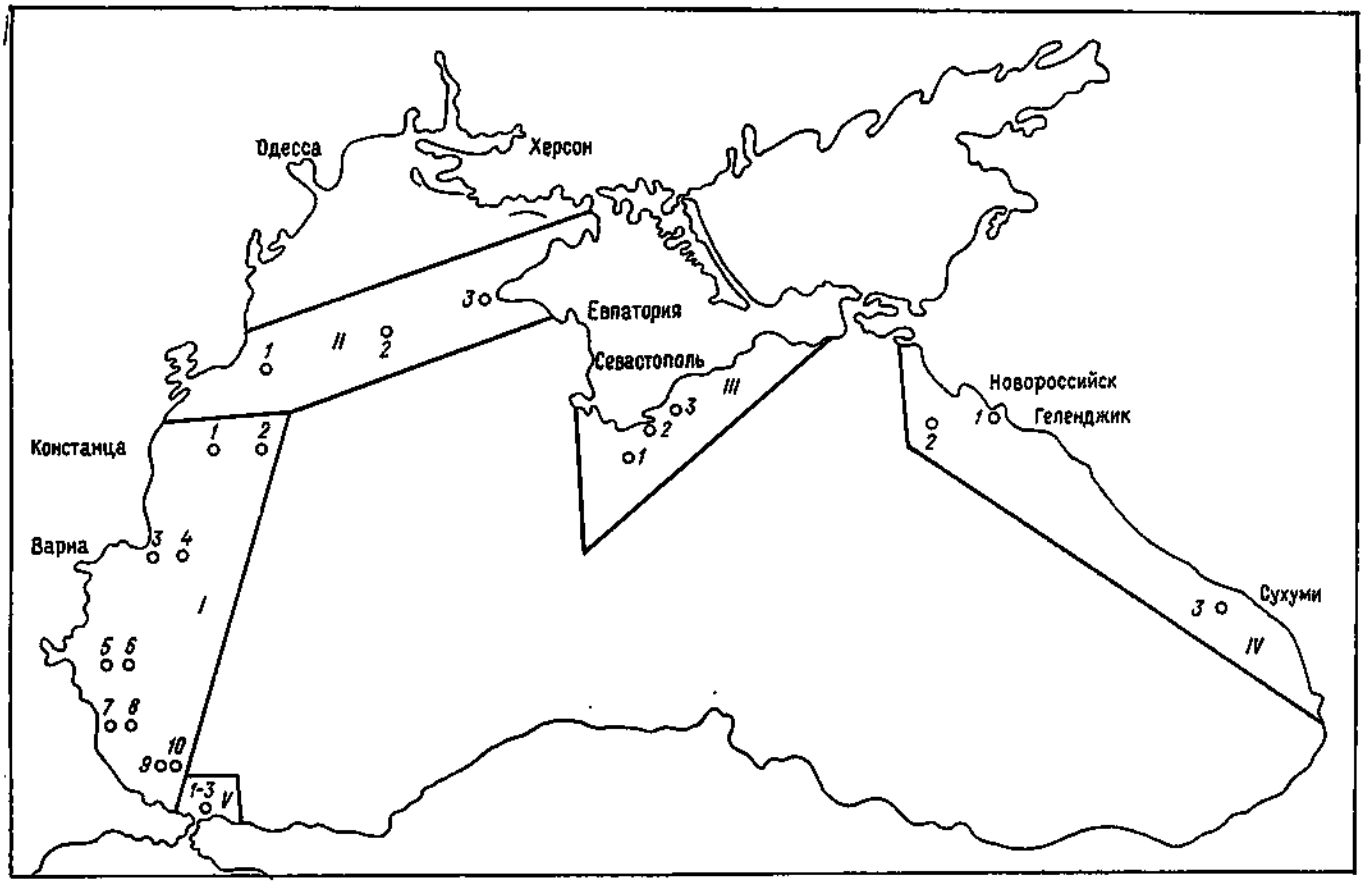


Рис. 2.1. Схема расположения АБС, данные которых использованы для расчета коэффициентов турбулентного обмена.

Районы: I — западный; II — северо-западный; III — крымский; IV — кавказский; V — прибосфорский; *1—10* — номер АБС.

В этом отношении $\bar{v}'^2$ — дисперсия пульсаций мгновенных скоростей

$$\bar{v}'^2 = \frac{1}{T} \int_0^T (v - \bar{v})^2 \, dt, \qquad (2.26)$$

а $|\bar{v}'|^2$ — среднее из абсолютных значений этих пульсаций.

Проверка этого соотношения по данным натурных наблюдений показала, что только в 10 случаях отклонения m^* от $\pi/2$ составляли более 20 % (см. табл. 2.13). В большинстве случаев в первых четырех районах для трехчасового периода сглаживания и в пятом районе для 12-часового периода они составляют менее 20 %. Однако надо помнить, что этот критерий необходимый, но не достаточный, поэтому можно только с уверенностью сказать, что если критерий Корню не выполняется, то распределение не будет нормальным.

В качестве меры статистической связи между пульсациями u', v' использован коэффициент корреляции, образуемый из соответствующего момента

нижнебосфорских вод. Они свидетельствуют об анизотропии исследуемого процесса при используемых периодах осреднения. В северо-западном районе пульсационные компоненты скорости рассматриваемых масштабов более случайны (хаотичны) в верхнем слое моря ($R = 0{,}47$), чем в нижнем, где отмечается более тесная связь ($R = 0{,}71$). В прибосфорском районе более тесная связь обнаружена в толще черноморского потока (гор. 50 м, $R = 0{,}34 \ldots 0{,}47$) и на верхней границе придонного плотностного потока ($R = 0{,}16 \ldots 0{,}45$). С увеличением периода осреднения связь уменьшается.

Исследования последних лет показали, что наблюдающееся разнообразие в значениях коэффициентов горизонтального обмена, помимо прочих факторов, объясняется различием в масштабах явления, которые условно можно подразделить на три большие группы, характеризующие процессы горизонтальной турбулентности: микро-, мезо- и макротурбулентность [65].

Известный «закон 4/3» (закон Ричардсона—Обухова), устанавливающий зависимость коэффи-

Таблица 2.13

Соотношение между числом использованных членов ряда (n), дисперсией пульсаций мгновенных скоростей ($|\bar{u}'|^2$ см^2/с^2), средним абсолютным значениям этих пульсаций ($|\bar{u}'|$ см/с) и его квадратом ($(|\bar{u}'|)^2$ см^2/с^2), а также числом Корню (m^*)

Станция	Горизонт, м	n	$\bar{u}'^2$	$\bar{v}'^2$	$\lvert\bar{u}'\rvert$	$\lvert\bar{v}'\rvert$	$(\lvert\bar{u}'\rvert)^2$	$(\lvert\bar{v}'\rvert)^2$	m^*_u	m^*_v
				Болгарское побережье. T_0=3 ч						
1	5	191	29,55	9,08	3,94	2,29	15,52	5,24	1,89	1,73
	10	191	13,59	3,65	2,86	1,42	8,17	2,01	1,65	1,81
	25	191	9,78	2,26	2,42	1,13	5,86	1,28	1,67	1,77
	40	191	85,21	101,19	7,14	7,86	50,98	61,78	1,68	1,63
	49	191	5,12	5,75	1,67	1,88	2,78	3,53	1,81	1,62
2	5	216	77,79	19,41	6,91	2,76	47,74	7,62	1,63	2,55
	10	215	138,77	13,92	8,08	2,75	65,28	7,56	2,12	1,83
	25	215	62,73	9,27	4,71	2,24	22,18	5,01	2,82	1,82
	62	215	11,27	1,36	2,31	0,82	5,34	0,67	2,11	2,02
3	10	194	232,06	20,36	11,07	3,57	122,54	12,74	1,89	1,59
	25	194	62,18	24,43	6,12	3,84	37,45	14,74	1,66	1,64
	40	194	182,48	31,17	9,92	3,87	98,40	14,97	1,85	2,08
	50	194	22,34	2,30	3,64	1,07	13,23	1,16	1,68	2,01
4	5	188	398,83	39,93	16,66	5,03	277,56	25,30	1,43	1,58
	10	188	392,33	47,58	16,48	5,78	271,59	33,40	1,44	1,42
	25	188	411,23	279,74	11,72	6,33	137,36	40,06	2,99	6,96
	50	188	24,89	3,29	3,48	1,21	12,11	1,46	2,04	2,22
	86	194	39,74	3,50	5,09	1,27	25,91	1,61	1,53	2,14
				Северо-западный район. T_0 = 3 ч						
1	10	471	178,42	52,63	9,87	5,42	96,04	29,16	1,86	1,80
	20	471	90,32	30,87	6,49	4,03	42,25	16,0	2,13	1,93
	38	471	70,0	17,74	6,32	3,24	39,69	10,24	1,76	1,73
2	10	388	24,68	5,75	3,82	1,82	14,44	3,24	1,71	1,77
	20	388	73,05	17,63	6,71	3,33	44,89	10,89	1,62	1,62
	48	388	22,84	5,49	3,40	1,66	11,56	2,56	1,98	2,14
3	10	458	661,34	179,95	21,12	10,31	446,05	106,29	1,48	1,69
	20	458	59,94	6,54	5,52	1,89	30,25	3,61	1,98	1,82
	43	458	6,11	9,16	1,68	2,15	2,56	4,41	2,38	2,07
				Крымское побережье. T_0=3 ч						
1	10	636	733,93	104,02	23,99	8,46	575,52	71,58	1,28	1,45
	25	636	612,62	40,82	22,04	5,19	485,76	26,94	1,26	1,51
	50	636	688,51	40,84	23,26	5,08	541,03	25,81	1,27	1,58
2	10	636	511,04	45,29	16,70	4,81	278,89	23,14	1,83	1,95
	25	636	228,21	31,52	12,91	4,05	166,67	16,40	1,36	1,92
	50	636	478,51	49,41	17,95	5,33	322,20	28,41	1,48	1,73
3	10	636	163,31	149,69	9,79	8,86	95,84	78,49	1,70	1,91
	25	636	105,65	71,17	6,09	7,63	37,09	58,22	1,92	1,81
	30	636	148,43	63,49	6,56	9,64	43,04	92,93	1,48	1,59
				Кавказское побережье. T_0=3 ч						
1	10	636	1055,78	133,15	18,24	7,87	332,69	61,93	3,17	2,15
	25	636	71,69	23,04	5,68	3,16	32,26	9,98	2,22	2,30
2	10	636	2,91	4,44	0,89	1,38	0,79	1,90	3,68	2,34
	50	231	60,55	25,36	3,80	6,08	14,44	36,97	1,75	1,63
3	15	636	275,74	38,44	13,35	4,44	178,22	19,72	1,55	1,95
	50	636	202,01	16,06	10,78	3,09	116,21	9,55	1,74	1,68
				Прибосфорский район. T_0= 4 ч						
1	10		3,63	3,86	1,63	1,62	2,67	2,62	1,36	1,47
	25		2,65	3,84	1,36	1,69	1,85	2,86	1,43	1,34
	50		2,10	2,29	1,20	1,17	1,45	1,36	1,45	1,68
	85		2,42	2,19	1,27	1,23	1,61	1,51	1,50	1,45
	91		1,45	2,12	1,03	1,23	1,06	1,51	1,37	1,40
	91,5		0,92	1,55	0,77	1,06	0,59	1,11	1,49	1,40
				T_0=12 ч						
1	10		3,72	4,05	1,66	1,73	2,74	2,98	1,36	1,36
	25		3,48	3,62	1,60	1,64	2,57	2,70	1,35	1,34
	50		2,91	2,84	1,46	1,37	2,12	1,87	1,37	1,52
	85		4,34	3,66	1,76	1,62	3,10	2,61	1,40	1,40
	91		1,72	2,42	1,14	1,38	1,29	1,90	1,33	1,27
	91,5		0,95	1,93	0,81	1,22	0,65	1,48	1,46	1,30
2	10		4,91	11,03	1,95	2,81	3,81	7,88	1,29	1,40
	25		10,45	13,77	2,77	3,16	7,68	9,98	1,36	1,38
	80		32,44	26,56	4,85	4,28	23,51	18,32	1,38	1,45
	94		18,04	3,16	3,70	1,37	13,67	1,89	1,32	1,67
	94,5		1,82	2,50	1,20	1,42	1,44	2,02	1,26	1,24
3	10		28,00	34,84	4,68	5,20	21,88	27,01	1,28	1,29
	25		20,60	33,86	3,98	5,22	15,85	27,31	1,30	1,24
	50		8,15	10,31	2,58	2,84	6,68	8,05	1,22	1,28
	80		25,29	23,89	4,33	4,27	18,73	18,24	1,35	1,31
	94		9,74	3,50	2,76	4,49	7,61	2,22	1,28	1,58
	94,5		1,64	3,57	2,70	1,67	1,28	2,79	1,28	1,28

циентов горизонтального обмена от масштаба явления [137], дал возможность более обоснованно выбирать коэффициенты турбулентности при решении задач, в том числе и прикладных.

Впервые вопрос о связи коэффициентов с масштабами явления или осреднения был рассмотрен Гезенцвей А. Н. в работе [50], в которой была найдена степенная зависимость коэффициентов обмена от периода осреднения, который, по мнению автора [50], играет в какой-то мере роль масштаба явления. Чем больше период осреднения, тем больше размеры тех вихревых образований жидкости, «блуждающих» внутри потока, которые вызывают колебания (пульсации) скорости. В основе такого подхода лежит представление о турбулентности как о наложении разномасштабных пульсаций. Изменчивость величин A_l в диапазоне от $T_0 = 1$ ч до $T_0 = 12$ ч показывает зависимость коэффициента от периода осреднения (табл. 2.15, рис. 2.2, 2.3). Быстрый рост $A(T_0)$ в интервале осреднения 3—5 ч и затем ослабление роста с увеличением T_0 указывает, что на определенном участке достигается «насыщение» и дальнейшее осреднение не вносит существенных изменений (хотя и после «насыщения» продолжается слабый рост A_l). Из этого можно сделать вывод, что при расчетах коэффициента обмена в прибрежной зоне по пульсациям течений с интервалами регистрации 5—15 мин можно ограничиться периодом осреднения $T_0 = 3...5$ ч. При этом следует помнить, что такой вывод будет обоснован, если доподлинно известно, что в поле скорости течения не присутствуют инерционные колебания. На рис. 2.4 представлена зависимость $A_{max}(T_0)$, построенная по данным наблюдений в прибосфорском районе. Видно, что в переходном слое от черноморской к средиземноморской воде (гор. 80—85 м) в поле течений присутствуют инерционные колебания и «насыщение» на $T_0 = 3...5$ ч не наблюдается. Причем для этого района такая структура течения характерна не только для переходного слоя, но и для поверхностного [33]. Влияние орографии отмечается только в придонных горизонтах (91—94 м), где основной вклад в общую энергию процесса, как и в других прибрежных районах Черного моря, вносят колебания, близкие к 3—4 ч. Более точно оценки вклада различных колебаний в поле скорости производятся с помощью корреляционных функций.

Представляет интерес сравнение коэффициентов обмена импульсом для различных районов моря. Анализ показал, что самые низкие коэффициенты наблюдались в северо-западной части Черного моря ($0{,}9 \cdot 10^4$ см^2/с) и в нижнебосфорских водах в прибосфорском районе ($0{,}1 \cdot 10^4$ см^2/с), в прибрежной зоне Крыма они варьируют в диапазоне $3{,}1 \cdot 10^4$—$9{,}9 \cdot 10^6$ см^2/с. Коэффициенты обмена на шельфе Кавказа колебались от $4{,}7 \cdot 10^4$ — до $2{,}0 \cdot 10^6$ см^2/с (см. табл. 2.15). Зависимость A_l от T_0, согласно Гезенцвей [49, 50], может быть аппроксимирована степенной функцией вида $A \sim T_0^n$, где показатель степени равен 2/3. По данным Толмазина и других [69, 174] значения n лежат в пределах 0—2. Наши расчеты подтверждают степенную зависимость. Для определения показателя степени n были построены графики функции $A_{max}(T_0)$ в логарифмических шкалах (рис. 2.4). Для разных динамических условий и разных Δt показатель степени изменялся в диапазоне 0—2, но преобладали значения $n \sim 0$—1. Для прибрежного шельфа Крыма и Кавказа и прибосфорского района показатель n изменялся от 0,2 до 0,7, для северо-западного района и мелководного шельфа Болгарии — в пределах 0,1—0,4.

Анализ изменений величин A_l с увеличением расстояния от берега и для разных горизонтов позволил выявить некоторые особенности его пространственной изменчивости. В прибрежной зоне Болгарии шириной до 2—4 миль коэффициенты

Таблица 2.14

Коэффициенты корреляции $R_{u,v}$ компонентов скорости при различных масштабах осреднения по данным экспедиций

Горизонт, м	Масштаб осреднения, ч								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Северо-западный район. Июль 1976 г.									
10	0,54	0,49	0,47	0,45	0,47	0,51	0,46	0,54	0,50
20	0,56	0,46	0,46	0,43	0,38	0,44	0,49	0,37	0,41
48	0,75	0,69	0,71	0,68	0,71	0,65	0,71	0,62	0,67
Прибосфорский район. Март 1972 г.									
10	0,22	0,20		0,20		0,21			0,19
25	0,10	0,08		0,27		0,28			0,29
50	0,46	0,42		0,38		0,35			0,34
80	0,32	0,27		0,21		0,21			0,18
94	0,45	0,38		0,28		0,19			0,16
94,5	0,15	0,16		0,13		0,12			0,10

порядка $3{,}4 \cdot 10^4$—$6{,}8 \cdot 10^5$ см^2/с, в 17,3 милях от берега они возрастают до $1{,}4 \cdot 10^6$ см^2/с (см. табл. 2.15). Такой рост обусловлен главным образом тем, что с удалением от берега и приближением к зоне основного потока скорость и устойчивость течений увеличивается, а также возможно тем, что исчезают ограничения, накладываемые изрезанностью береговой черты, сложностью рельефа. Таким образом, в зоне основного потока потенциальные возможности перемешивания более благоприятны. Однако при некоторых гидрометеорологических ситуациях усиления горизонтального турбулентного обмена с удалением от берега может и не наблюдаться. Так, при «размытых» полях течений, когда ослабляется или практически исчезает основной поток, даже непродолжительные локальные усиления ветра в прибрежной зоне могут привести к тому, что величины A_l здесь становятся несколько больше, чем в мористых акваториях. Такая же ситуация может возникать и при штормовых нагонах, когда сочетание течений, разрушающихся волн и сгонно-нагонных эффектов приводит к интенсификации горизонтального обмена в узкой прибрежной зоне моря. Возможно, имеет место аналогичная ситуация для наших расчетов A_l по Кавказскому побережью, когда для станции, находящейся от берега на расстоянии 5 миль, при $T_0 = 3$ ч $A_l = 2{,}4 \cdot 10^6$ см^2/с (гор. 10 м), а на расстоянии 17 миль $A_l = 0{,}5 \cdot 10^4$ см^2/с (см. табл. 2.15). Таким образом, средние значения коэффициентов обмена для разных районов моря различны. Существующие особенности обусловлены тесно связанными между собой группами факторов. Во-первых,

Таблица 2.15 *а*

Зависимость коэффициентов горизонтального турбулентного обмена от периода осреднения, см²/с

Станция	Расстояние от берега, мили	Глубина, м	Горизонт, м	Период осреднения, ч.							
				1	3	6	9	1	3	6	9
				A_u				A_v			
				Болгарское побережье							
1	33,2	54	5	$4,0 \cdot 10^4$	$4,4 \cdot 10^4$	$4,9 \cdot 10^4$	$7,3 \cdot 10^4$	$1,1 \cdot 10^4$	$1,1 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^4$	$1,1 \cdot 10^4$
			10	$2,5 \cdot 10^4$	$2,8 \cdot 10^4$	$3,8 \cdot 10^4$	$3,8 \cdot 10^4$	$7,4 \cdot 10^3$	$9,5 \cdot 10^3$	$1,0 \cdot 10^4$	$6,6 \cdot 10^3$
			25	$1,9 \cdot 10^4$	$2,3 \cdot 10^4$	$3,4 \cdot 10^4$	$3,4 \cdot 10^4$	$4,5 \cdot 10^3$	$5,9 \cdot 10^3$	$7,3 \cdot 10^3$	$5,2 \cdot 10^3$
			40	$1,7 \cdot 10^5$	$2,0 \cdot 10^5$	$3,2 \cdot 10^5$	$3,1 \cdot 10^5$	$1,8 \cdot 10^5$	$2,5 \cdot 10^5$	$2,9 \cdot 10^5$	$4,4 \cdot 10^5$
			49	$1,6 \cdot 10^4$	$1,9 \cdot 10^4$	$3,0 \cdot 10^4$	$2,3 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^4$	$1,7 \cdot 10^4$	$3,2 \cdot 10^4$	$3,7 \cdot 10^4$
2	52,4	67	5	$1,5 \cdot 10^5$	$1,8 \cdot 10^5$	$1,9 \cdot 10^5$	$1,9 \cdot 10^5$	$2,9 \cdot 10^4$	$5,7 \cdot 10^4$	$3,5 \cdot 10^4$	$5,5 \cdot 10^4$
			10	$3,6 \cdot 10^5$	$3,7 \cdot 10^5$	$4,0 \cdot 10^5$	$4,5 \cdot 10^5$	$3,0 \cdot 10^4$	$3,8 \cdot 10^4$	$2,9 \cdot 10^4$	$2,8 \cdot 10^4$
			25	$1,2 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^4$	$2,0 \cdot 10^4$	$3,2 \cdot 10^4$	$3,0 \cdot 10^4$
			62	$7,7 \cdot 10^4$	$1,0 \cdot 10^4$	$4,0 \cdot 10^4$	$1,1 \cdot 10^4$	$2,8 \cdot 10^3$	$3,2 \cdot 10^3$	$7,1 \cdot 10^3$	$7,7 \cdot 10^3$
3	5,1	55	10	$4,1 \cdot 10^5$	$6,3 \cdot 10^5$	$7,7 \cdot 10^5$	$8,4 \cdot 10^5$	$3,1 \cdot 10^4$	$7,3 \cdot 10^4$	$7,1 \cdot 10^4$	$5,7 \cdot 10^4$
			25	$1,2 \cdot 10^5$	$2,1 \cdot 10^5$	$3,1 \cdot 10^5$	$3,8 \cdot 10^5$	$3,8 \cdot 10^4$	$6,8 \cdot 10^4$	$4,9 \cdot 10^4$	$1,0 \cdot 10^5$
			40	$3,4 \cdot 10^5$	$6,8 \cdot 10^5$	$7,8 \cdot 10^5$	$1,0 \cdot 10^6$	$5,3 \cdot 10^5$	$1,0 \cdot 10^5$	$1,6 \cdot 10^5$	$2,9 \cdot 10^5$
			50	$3,8 \cdot 10^4$	$7,5 \cdot 10^4$	$8,4 \cdot 10^4$	$1,0 \cdot 10^5$	$3,2 \cdot 10^3$	$5,7 \cdot 10^3$	$6,4 \cdot 10^3$	$5,2 \cdot 10^3$
4	14,9	91	5	$6,4 \cdot 10^5$	$7,0 \cdot 10^5$	$7,4 \cdot 10^5$	$7,8 \cdot 10^5$	$8,5 \cdot 10^4$	$9,8 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^5$
			10	$4,9 \cdot 10^5$	$6,1 \cdot 10^5$	$6,7 \cdot 10^5$	$6,9 \cdot 10^5$	$9,1 \cdot 10^4$	$1,4 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^5$
			25	$3,9 \cdot 10^5$	$4,8 \cdot 10^5$	$5,1 \cdot 10^5$	$5,0 \cdot 10^5$	$2,2 \cdot 10^5$	$7,7 \cdot 10^5$	$3,8 \cdot 10^5$	$1,1 \cdot 10^5$
			50	$4,6 \cdot 10^4$	$5,0 \cdot 10^4$	$9,8 \cdot 10^4$	$9,0 \cdot 10^5$	$3,6 \cdot 10^3$	$7,6 \cdot 10^3$	$1,4 \cdot 10^4$	$1,4 \cdot 10^4$
			86	$7,2 \cdot 10^4$	$1,4 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^5$	$5,5 \cdot 10^3$	$1,0 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^4$	$2,1 \cdot 10^4$
5	15,7	66	5	$3,4 \cdot 10^3$	$3,5 \cdot 10^3$	$4,7 \cdot 10^3$	$4,8 \cdot 10^3$	$0,49 \cdot 10^3$	$0,86 \cdot 10^3$	$0,67 \cdot 10^3$	$0,65 \cdot 10^3$
			10	$5,3 \cdot 10^5$	$7,6 \cdot 10^5$	$8,8 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^6$	$1,4 \cdot 10^5$	$2,3 \cdot 10^5$	$2,5 \cdot 10^5$	$2,2 \cdot 10^5$
			25	$5,7 \cdot 10^5$	$1,1 \cdot 10^6$	$1,2 \cdot 10^6$	$1,2 \cdot 10^6$	$3,9 \cdot 10^5$	$6,6 \cdot 10^5$	$8,4 \cdot 10^5$	$7,4 \cdot 10^5$
			50	$1,5 \cdot 10^4$	$1,7 \cdot 10^4$	$1,9 \cdot 10^4$		$2,8 \cdot 10^3$	$5,4 \cdot 10^3$	$3,3 \cdot 10^3$	
			61	$1,6 \cdot 10^4$	$1,9 \cdot 10^4$	$3,0 \cdot 10^4$	$5,3 \cdot 10^4$	$1,6 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^4$	$5,2 \cdot 10^4$
6	22,6	96	5	$3,8 \cdot 10^5$	$4,8 \cdot 10^5$	$4,8 \cdot 10^5$	$4,8 \cdot 10^5$	$1,6 \cdot 10^4$	$2,8 \cdot 10^4$	$2,9 \cdot 10^4$	$3,1 \cdot 10^4$
			10	$7,2 \cdot 10^5$	$7,7 \cdot 10^5$	$9,1 \cdot 10^5$	$9,4 \cdot 10^5$	$6,2 \cdot 10^4$	$6,9 \cdot 10^4$	$8,4 \cdot 10^4$	$7,5 \cdot 10^4$
			25	$3,1 \cdot 10^5$	$3,8 \cdot 10^5$	$3,8 \cdot 10^5$	$3,8 \cdot 10^5$	$2,8 \cdot 10^4$	$3,8 \cdot 10^4$	$4,7 \cdot 10^4$	$3,9 \cdot 10^4$
			91	$1,2 \cdot 10^5$	$1,7 \cdot 10^5$	$1,6 \cdot 10^5$	$1,6 \cdot 10^5$	$0,8 \cdot 10^4$	$0,9 \cdot 10^4$	$1,0 \cdot 10^4$	$1,0 \cdot 10^4$
7	2,1	55	5	$6,8 \cdot 10^5$	$9,4 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^6$	$1,2 \cdot 10^6$	$1,2 \cdot 10^5$	$2,0 \cdot 10^5$	$2,3 \cdot 10^5$	$2,3 \cdot 10^5$
			25	$8,8 \cdot 10^4$	$9,7 \cdot 10^4$	$1,1 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^5$	$1,1 \cdot 10^4$	$2,0 \cdot 10^4$	$2,2 \cdot 10^4$	$1,8 \cdot 10^4$
			50	$2,2 \cdot 10^4$	$3,4 \cdot 10^4$	$3,9 \cdot 10^4$	$4,0 \cdot 10^4$	$4,4 \cdot 10^3$	$5,7 \cdot 10^3$	$7,9 \cdot 10^3$	$8,1 \cdot 10^3$
8	17,3	98	5	$8,7 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^6$	$1,6 \cdot 10^6$	$1,7 \cdot 10^6$	$4,6 \cdot 10^4$	$8,2 \cdot 10^4$	$9,1 \cdot 10^4$	$8,8 \cdot 10^4$
			10	$6,9 \cdot 10^5$	$7,5 \cdot 10^5$	$7,5 \cdot 10^5$	$9,2 \cdot 10^5$	$4,7 \cdot 10^4$	$4,5 \cdot 10^4$	$4,3 \cdot 10^4$	$5,7 \cdot 10^4$
			25	$3,7 \cdot 10^5$	$5,4 \cdot 10^5$	$5,7 \cdot 10^5$	$5,7 \cdot 10^5$	$3,2 \cdot 10^4$	$5,2 \cdot 10^4$	$5,2 \cdot 10^4$	$6,0 \cdot 10^4$
			50	$6,3 \cdot 10^5$	$8,9 \cdot 10^5$	$8,8 \cdot 10^5$	$5,5 \cdot 10^5$	$1,1 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^5$
			93	$1,8 \cdot 10^5$	$2,4 \cdot 10^5$	$5,1 \cdot 10^5$	$5,1 \cdot 10^5$	$8,6 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^5$	$3,4 \cdot 10^5$	$3,1 \cdot 10^5$
9		89	88	$2,6 \cdot 10^4$	$5,4 \cdot 10^4$	$9,4 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^5$	$2,3 \cdot 10^3$	$4,7 \cdot 10^3$	$6,1 \cdot 10^3$	$9,9 \cdot 10^4$
			88,5	$3,5 \cdot 10^4$	$9,4 \cdot 10^4$	$1,0 \cdot 10^5$	$7,9 \cdot 10^4$	$4,8 \cdot 10^3$	$1,0 \cdot 10^4$	$8,8 \cdot 10^3$	$1,5 \cdot 10^4$
10	15,3	89	25	$2,5 \cdot 10^5$	$2,6 \cdot 10^5$	$2,6 \cdot 10^5$	$3,2 \cdot 10^5$	$4,8 \cdot 10^4$	$8,4 \cdot 10^4$	$8,2 \cdot 10^4$	$6,1 \cdot 10^5$
			88	$3,3 \cdot 10^3$	$6,8 \cdot 10^3$	$1,3 \cdot 10^4$	$1,4 \cdot 10^4$	$0,41 \cdot 10^3$	$0,84 \cdot 10^3$	$1,2 \cdot 10^3$	$0,58 \cdot 10^3$
			88,5	$1,1 \cdot 10^4$	$2,2 \cdot 10^4$	$2,6 \cdot 10^4$	$3,9 \cdot 10^4$	$2,4 \cdot 10^3$	$6,4 \cdot 10^3$	$3,7 \cdot 10^3$	$6,1 \cdot 10^3$
				Северо-западный район							
1	16	42	10	$3,1 \cdot 10^5$	$4,7 \cdot 10^5$	$5,1 \cdot 10^5$	$6,2 \cdot 10^5$	$9,9 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^5$	$1,9 \cdot 10^5$	$1,9 \cdot 10^5$
			20	$1,8 \cdot 10^5$	$2,2 \cdot 10^5$	$2,1 \cdot 10^5$	$2,2 \cdot 10^5$	$5,4 \cdot 10^4$	$8,8 \cdot 10^4$	$1,1 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^5$
			38	$1,4 \cdot 10^5$	$2,2 \cdot 10^5$	$5,2 \cdot 10^5$	$4,9 \cdot 10^5$	$3,1 \cdot 10^4$	$5,4 \cdot 10^4$	$5,8 \cdot 10^4$	$8,8 \cdot 10^4$
2	72	53	10	$4,4 \cdot 10^4$	$4,7 \cdot 10^4$	$5,1 \cdot 10^4$	$6,3 \cdot 10^4$	$0,9 \cdot 10^4$	$1,4 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^4$	$1,7 \cdot 10^4$
			20	$1,4 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^5$	$1,8 \cdot 10^5$	$1,8 \cdot 10^5$	$3,1 \cdot 10^4$	$4,6 \cdot 10^4$	$5,2 \cdot 10^4$	$5,2 \cdot 10^4$
			48	$4,2 \cdot 10^4$	$5,9 \cdot 10^4$	$8,6 \cdot 10^4$	$1,3 \cdot 10^5$	$0,8 \cdot 10^4$	$1,4 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^4$	$1,7 \cdot 10^4$
3	4,3	48	10	$9,2 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^6$	$1,2 \cdot 10^3$	$1,2 \cdot 10^6$	$3,6 \cdot 10^5$	$4,0 \cdot 10^5$	$5,1 \cdot 10^3$	$5,7 \cdot 10^5$
			20	$8,8 \cdot 10^4$	$9,6 \cdot 10^4$	$1,0 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^4$	$1,6 \cdot 10^4$	$2,4 \cdot 10^4$
			43	$1,2 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^4$	$1,9 \cdot 10^4$	$1,8 \cdot 10^4$	$1,3 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^4$	$2,9 \cdot 10^4$	$3,7 \cdot 10^4$
				Крымское побережье							
1	13	145	10	$1,4 \cdot 10^6$	$2,9 \cdot 10^6$	$4,7 \cdot 10^6$	$5,1 \cdot 10^6$	$1,5 \cdot 10^5$	$2,4 \cdot 10^5$	$1,9 \cdot 10^5$	$2,5 \cdot 10^5$
			25	$1,2 \cdot 10^6$	$2,4 \cdot 10^6$	$4,2 \cdot 10^6$	$4,4 \cdot 10^6$	$5,3 \cdot 10^4$	$7,0 \cdot 10^4$	$7,5 \cdot 10^4$	$7,3 \cdot 10^4$
			50	$1,2 \cdot 10^6$	$2,8 \cdot 10^6$	$4,4 \cdot 10^6$	$6,8 \cdot 10^6$	$4,8 \cdot 10^4$	$8,4 \cdot 10^4$	$8,7 \cdot 10^4$	$6,7 \cdot 10^4$
2	6	130	10	$8,2 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^6$	$1,6 \cdot 10^6$	$1,4 \cdot 10^6$	$7,2 \cdot 10^4$	$7,3 \cdot 10^4$	$8,5 \cdot 10^4$	$7,3 \cdot 10^4$
			25	$3,5 \cdot 10^5$	$5,2 \cdot 10^5$	$5,6 \cdot 10^5$	$5,8 \cdot 10^5$	$4,3 \cdot 10^4$	$6,8 \cdot 10^4$	$6,6 \cdot 10^4$	$6,8 \cdot 10^4$
			50	$8,5 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^6$	$1,9 \cdot 10^5$	$1,6 \cdot 10^6$	$7,5 \cdot 10^4$	$1,1 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^5$	$1,0 \cdot 10^5$
3	5,1	85	10	$2,5 \cdot 10^5$	$3,5 \cdot 10^5$	$4,7 \cdot 10^5$	$3,2 \cdot 10^5$	$2,6 \cdot 10^5$	$3,8 \cdot 10^5$	$4,3 \cdot 10^5$	$2,8 \cdot 10^5$
			25	$1,1 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^5$	$1,6 \cdot 10^5$	$2,0 \cdot 10^5$	$2,9 \cdot 10^5$	$2,8 \cdot 10^5$	$2,9 \cdot 10^5$
			50	$1,1 \cdot 10^5$	$1,7 \cdot 10^5$	$1,9 \cdot 10^5$	$2,0 \cdot 10^5$	$2,5 \cdot 10^5$	$3,7 \cdot 10^5$	$4,1 \cdot 10^5$	$4,2 \cdot 10^5$
				Кавказское побережье							
1	5	52	10	$2,1 \cdot 10^6$	$2,4 \cdot 10^6$	$2,5 \cdot 10^6$	$2,8 \cdot 10^6$	$2,6 \cdot 10^5$	$3,0 \cdot 10^5$	$2,7 \cdot 10^5$	$3,9 \cdot 10^5$
			25	$5,2 \cdot 10^6$	$1,7 \cdot 10^5$	$1,8 \cdot 10^5$	$1,7 \cdot 10^6$	$5,2 \cdot 10^4$	$5,4 \cdot 10^4$	$6,6 \cdot 10^4$	$6,2 \cdot 10^4$
2	17,1	1800	10	$4,1 \cdot 10^3$	$4,7 \cdot 10^3$	$4,8 \cdot 10^3$	$5,7 \cdot 10^3$	$7,9 \cdot 10^3$	$1,4 \cdot 10^4$	$1,8 \cdot 10^4$	$2,7 \cdot 10^4$
			50	$4,4 \cdot 10^4$	$5,2 \cdot 10^4$	$5,2 \cdot 10^4$	$5,3 \cdot 10^4$	$1,4 \cdot 10^5$	$2,3 \cdot 10^5$	$2,9 \cdot 10^5$	$2,7 \cdot 10^5$
3	12,9	164	15	$4,2 \cdot 10^5$	$6,0 \cdot 10^5$	$6,1 \cdot 10^5$	$7,6 \cdot 10^5$	$7,2 \cdot 10^4$	$7,5 \cdot 10^4$	$9,8 \cdot 10^4$	$1,3 \cdot 10^4$
			50	$4,0 \cdot 10^5$	$6,7 \cdot 10^5$	$7,6 \cdot 10^5$	$8,8 \cdot 10^5$	$2,5 \cdot 10^4$	$4,9 \cdot 10^4$	$5,5 \cdot 10^4$	$5,4 \cdot 10^4$

Таблица 2.15 б

Станция	Расстояние от берега, мили	Глубина, м	Горизонт, м	Период осреднения, ч							
				1	4	6	12	1	4	6	12
Прибосфорский район											
1	13	92	10	$8{,}0 \cdot 10^3$	$1{,}7 \cdot 10^4$	$1{,}7 \cdot 10^4$	$2{,}1 \cdot 10^4$	$5{,}8 \cdot 10^3$	$9{,}6 \cdot 10^3$	$1{,}2 \cdot 10^4$	$1{,}5 \cdot 10^4$
			25	$8{,}6 \cdot 10^3$	$1{,}8 \cdot 10^4$	$2{,}1 \cdot 10^4$	$2{,}1 \cdot 10^4$	$3{,}7 \cdot 10^3$	$6{,}9 \cdot 10^3$	$8{,}0 \cdot 10^3$	$1{,}1 \cdot 10^4$
			50	—	$5{,}6 \cdot 10^3$	$7{,}1 \cdot 10^3$	$1{,}2 \cdot 10^4$	—	$5{,}5 \cdot 10^3$	$8{,}1 \cdot 10^3$	$1{,}6 \cdot 10^4$
			85	$1{,}1 \cdot 10^3$	$6{,}3 \cdot 10^3$	$1{,}3 \cdot 10^4$	$3{,}5 \cdot 10^4$	$1{,}3 \cdot 10^3$	$7{,}7 \cdot 10^3$	$1{,}4 \cdot 10^4$	$5{,}4 \cdot 10^4$
			91	$1{,}3 \cdot 10^3$	$6{,}4 \cdot 10^3$	$9{,}5 \cdot 10^3$	$1{,}1 \cdot 10^4$	$6{,}4 \cdot 10^2$	$2{,}9 \cdot 10^3$	$3{,}5 \cdot 10^3$	$6{,}1 \cdot 10^3$
			91,5	$1{,}3 \cdot 10^3$	$2{,}8 \cdot 10^3$	$3{,}7 \cdot 10^3$	$5{,}2 \cdot 10^3$	$6{,}0 \cdot 10^2$	$9{,}2 \cdot 10^2$	$1{,}2 \cdot 10^3$	$1{,}4 \cdot 10^3$
2	13	95	10	$1{,}3 \cdot 10^4$	$1{,}6 \cdot 10^4$	$1{,}8 \cdot 10^4$	$2{,}4 \cdot 10^4$	$1{,}4 \cdot 10^4$	$1{,}9 \cdot 10^4$	$2{,}3 \cdot 10^4$	$2{,}3 \cdot 10^4$
			25	$3{,}1 \cdot 10^3$	$5{,}1 \cdot 10^3$	$5{,}9 \cdot 10^3$	$9{,}9 \cdot 10^3$	$2{,}5 \cdot 10^3$	$4{,}9 \cdot 10^3$	$6{,}0 \cdot 10^3$	$7{,}0 \cdot 10^3$
			80	$6{,}4 \cdot 10^4$	$1{,}2 \cdot 10^4$	$1{,}4 \cdot 10^4$	$2{,}8 \cdot 10^4$	$6{,}7 \cdot 10^3$	$1{,}2 \cdot 10^4$	$1{,}4 \cdot 10^4$	$2{,}6 \cdot 10^4$
			94	$8{,}8 \cdot 10^2$	$1{,}6 \cdot 10^3$	$1{,}8 \cdot 10^3$	$2{,}1 \cdot 10^3$	$7{,}0 \cdot 10^3$	$1{,}0 \cdot 10^4$	$1{,}1 \cdot 10^4$	$1{,}1 \cdot 10^4$
			94,5	$6{,}9 \cdot 10^2$	$1{,}3 \cdot 10^3$	$1{,}4 \cdot 10^3$	$1{,}6 \cdot 10^3$	$8{,}0 \cdot 10^2$	$1{,}4 \cdot 10^3$	$1{,}5 \cdot 10^3$	$1{,}5 \cdot 10^3$
3	13	95	10	$8{,}2 \cdot 10^3$	$1{,}1 \cdot 10^3$	$1{,}3 \cdot 10^4$	$2{,}3 \cdot 10^4$	$5{,}2 \cdot 10^3$	$7{,}9 \cdot 10^3$	$1{,}0 \cdot 10^4$	$2{,}2 \cdot 10^4$
			25	$2{,}8 \cdot 10^3$	$9{,}0 \cdot 10^3$	$1{,}5 \cdot 10^4$	$4{,}5 \cdot 10^4$	$4{,}0 \cdot 10^3$	$6{,}9 \cdot 10^3$	$9{,}1 \cdot 10^3$	$2{,}5 \cdot 10^4$
			50	$1{,}6 \cdot 10^3$	$3{,}1 \cdot 10^3$	$3{,}8 \cdot 10^3$	$8{,}8 \cdot 10^3$	$1{,}4 \cdot 10^3$	$2{,}5 \cdot 10^3$	$3{,}0 \cdot 10^3$	$5{,}7 \cdot 10^3$
			80	$5{,}6 \cdot 10^3$	$9{,}8 \cdot 10^3$	$1{,}2 \cdot 10^4$	$1{,}7 \cdot 10^4$	$2{,}4 \cdot 10^3$	$7{,}3 \cdot 10^3$	$1{,}2 \cdot 10^4$	$2{,}6 \cdot 10^4$
			94	$8{,}9 \cdot 10^2$	$1{,}6 \cdot 10^3$	$1{,}7 \cdot 10^3$	$3{,}0 \cdot 10^3$	$4{,}9 \cdot 10^3$	$5{,}6 \cdot 10^3$	$5{,}4 \cdot 10^3$	$5{,}0 \cdot 10^3$
			94,5	$5{,}6 \cdot 10^2$	$1{,}3 \cdot 10^3$	$1{,}6 \cdot 10^3$	$3{,}0 \cdot 10^3$	$6{,}7 \cdot 10^2$	$1{,}0 \cdot 10^3$	$1{,}1 \cdot 10^3$	$1{,}1 \cdot 10^3$

динамичностью вод, определяемой в основном атмосферными процессами, скоростью течений и их устойчивостью, близостью к зоне ОЧТ, сгонно-нагонными явлениями. Во-вторых, морфометрическими особенностями районов: мелководный или приглубый шельф, степень изрезанности береговой черты. В третьих, термохалинной структурой: наличием сезонных и постоянных скачков плотности, их вертикальной миграцией под влиянием динамических процессов, размыванием сезонного термоклина за счет конвекции и сгонных явлений.

Анализ вертикальной структуры коэффициентов горизонтального обмена в различных регионах моря характеризуется общим уменьшением обмена с глубиной. Наряду с этим часто наблюдаются экстремумы в промежуточных слоях 20—50 м (рис. 2.5, 2.6), что происходит, очевидно, за счет интенсивных инерционных колебаний. Интенсифи-

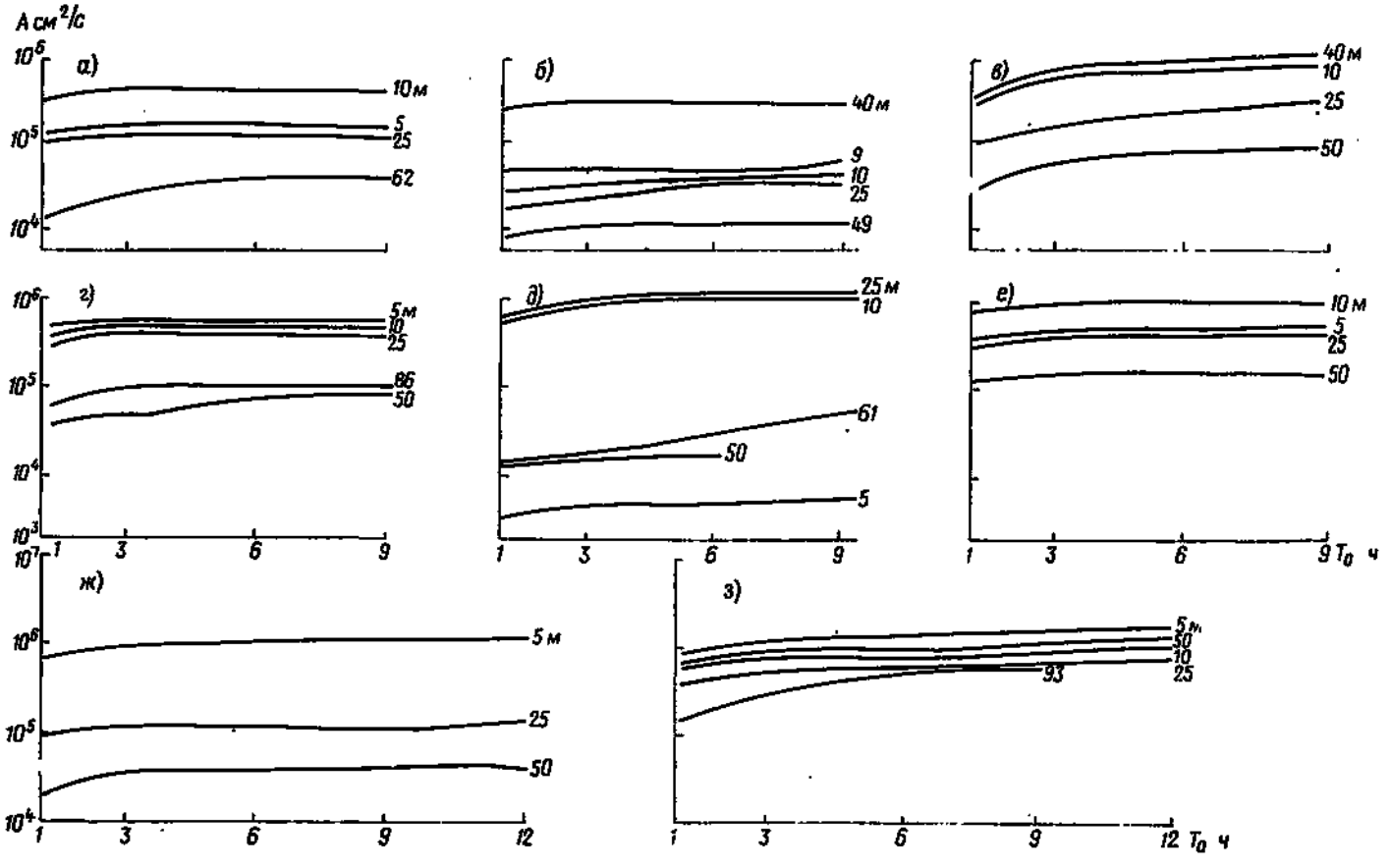


Рис. 2.2. Зависимость $A(T_0)$ по данным наблюдений в районе западного побережья.

Цифры у кривых означают горизонт наблюдений, м. *а* — АБС-2 (52,4 мили от берега); *б* — АБС-1 (33,2 мили); *в* — АБС-3 (5,1 мили); *г* — АБС-4 (14,9 мили); *д* — АБС-5 (15,7 мили); *е* — АБС-6 (22,6 мили); *ж* — АБС-7 (2,1 мили); *з* — АБС-8 (17,6 мили).

кация обмена отмечалась в работе [192] по данным измерений в прибрежной зоне Каспия. Из рис. 2.5 видно, что ход кривой $A(z)$ повторяет эпюру средней скорости. Однако такое подобие встречается не всегда. Так, в прибосфорском районе характер распределения $A(z)$ в большинстве

боте [32]. Полученные таким образом максимальные коэффициенты (в направлении малой оси эллипса обмена) при 3-часовом периоде осреднения в северо-западном районе изменялись в пределах $2{,}8 \cdot 10^4$—$5{,}2 \cdot 10^5$, на мелководном шельфе НРБ — $0{,}4 \cdot 10^4$—$1{,}4 \cdot 10^6$, у Крымского побережья —

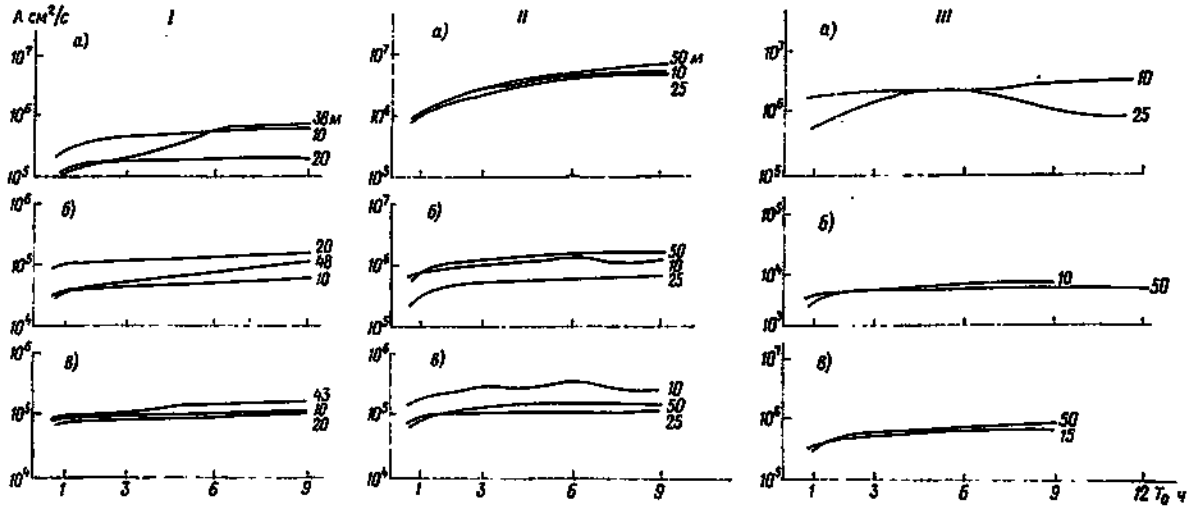


Рис. 2.3. Зависимость $A(T_0)$ по данным наблюдений в северо-западном районе моря (I) и в районах Крымского (II) и Кавказского (III) побережья.

I: *а* — АБС-1 (16 миль от берега); *б* — АБС-2 (72 мили); *в* — АБС-3 (4,3 мили). II: *а* — АБС-1 (13 миль от берега); *б* — АБС-2 (6 миль); *в* — АБС-3 (5,1 мили). III: *а* — АБС-1 (5 миль от берега); *б* — АБС-2 (17,1 мили); *в* — АБС-3 (12,9 мили).

случаев не повторяет ход эпюры скоростей (рис. 2.6). В нашем представлении это обусловлено особенностями структуры потока и характера энергоснабжения. Несомненно одно — структура скоростного поля является главным определяющим фактором в распределении A_l по вертикали.

Экстремальные коэффициенты и направление наиболее интенсивного горизонтального турбулентного обмена рассчитывались по найденным величинам A_x, A_y, $A_{x,y}$ с помощью построения эллипсов обмена и определялись по знаку и углу поворота координатных осей при переходе от общего уравнения эллиптической кривой к каноническому виду с помощью таблицы, помещенной в ра-

$1{,}5 \cdot 10^4$—$3{,}1 \cdot 10^6$, у Кавказа — $1{,}6 \cdot 10^4$—$1{,}9 \cdot 10^5$, в прибосфорском районе — $7{,}4 \cdot 10^2$—$8{,}5 \cdot 10^3$ см²/с (табл. 2.16).

Форма и ориентация эллипсов обмена относительно результирующего вектора скорости дают представление о распределении в пространстве значений A_l. Установлено, что турбулентный процесс более интенсивно развивается поперек потока или под некоторым углом к нему (рис. 2.7—2.11).

Анализ данных по структуре течений в прибосфорском районе при различных гидрометеорологических условиях позволил обнаружить связь между скоростью и устойчивостью исследуемого потока, формой и ориентацией эллипсов горизонтального

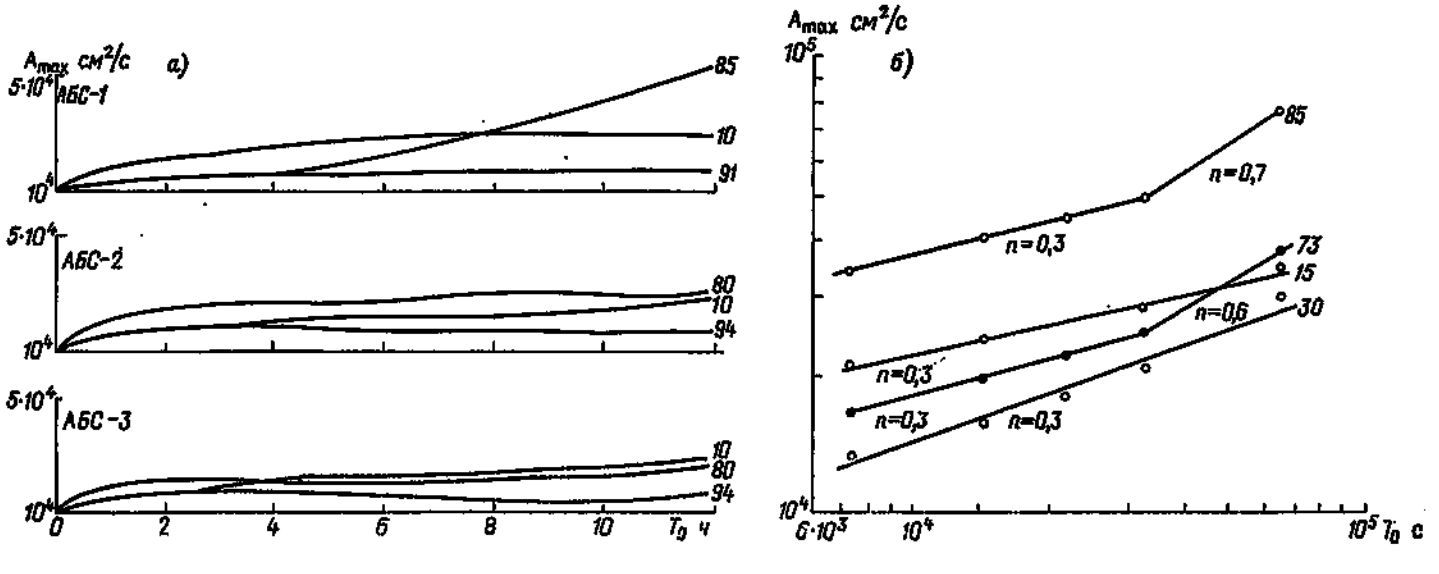


Рис. 2.4. Зависимость $A_{max}(T_0)$ по данным наблюдений в прибосфорском районе в 1970 и 1972 гг. (*а*) и в марте 1982 г. (*б*).

обмена; между вкладом инерционной составляющей в поле скорости и изменением структуры турбулентного процесса с увеличением масштаба осреднения (рис. 2.11).

В переходном слое (гор. 80—85 м) с большими вертикальными градиентами плотности и скорости с увеличением T_0 эллипсы обмена изменяют форму и ориентацию.

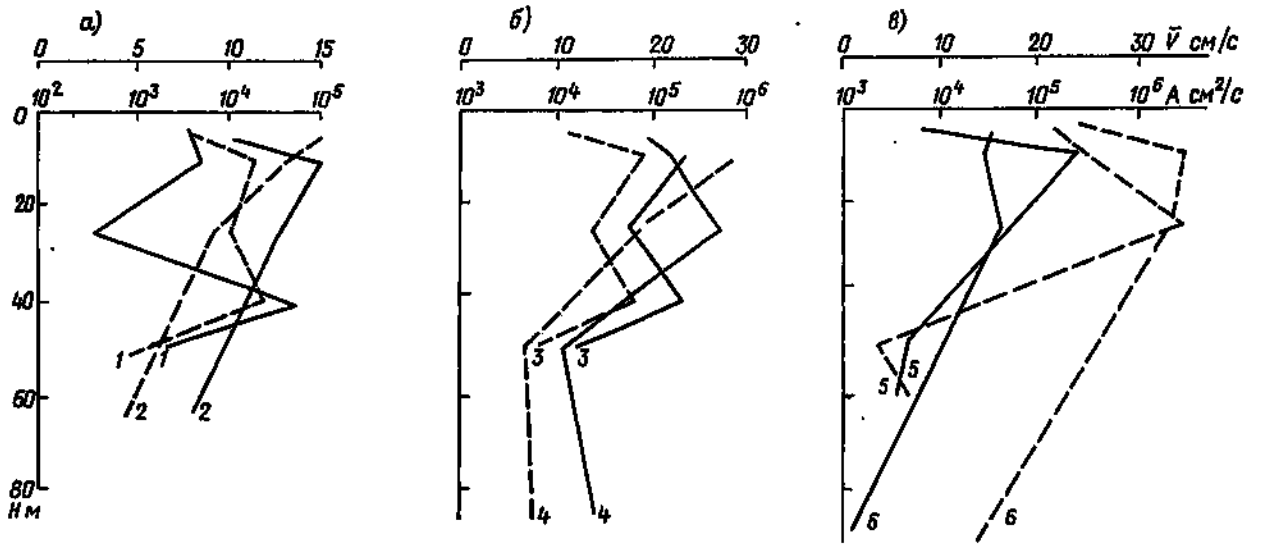


Рис. 2.5. Изменение A и $\bar{V}$ по вертикали в районе западного побережья.
а — АБС-1 (*1*), АБС-2 (*2*); *б* — АБС-3 (*3*), АБС-4 (*4*); *в* — АБС-5 (*5*), АБС-6 (*6*); штриховая линия — $\bar{V}$; сплошная линия — $A(z)$.

Для ОЧТ (коэффициент устойчивости 0,83—0,93) наибольший обмен при всех периодах сглаживания отмечался в поперечном направлении к результирующему потоку. Значения A_t в поперечном направлении превышали продольные в 3,6—3,8 в мелкомасштабной области и в 1,7—2,3 раза — с увеличением периода осреднения (АБС-1).

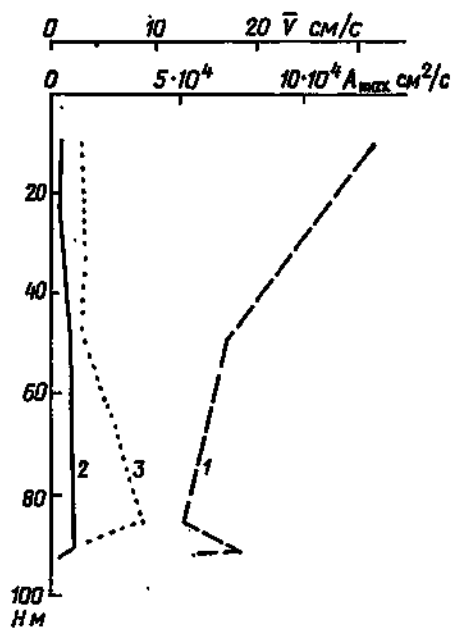


Рис. 2.6. Изменение A_{max} и $\bar{V}$ по вертикали в прибосфорском районе.
1 — эпюра средней скорости; *2* — $A_{max}(z)$ при $T_0 = 4$ ч; *3* — при $T_0 = 12$ ч.

При неустойчивом черноморском потоке максимальный обмен ориентирован вдоль потока во всем диапазоне пульсаций (АБС-2, 3).

В струе средиземноморских вод процессы горизонтального обмена развиваются в зависимости от вертикальных сдвигов, При встречных движениях наиболее интенсивный обмен происходит вдоль потока (АБС-1). В случае однонаправленного движения средиземноморских и черноморских вод наибольший обмен развивается в поперечном направлении к результирующему потоку (АБС-2, 3).

В зависимости от периода осреднения, гидрометеорологических условий, рельефа дна и близости берега меняется угол между направлением максимального обмена и нормалью к берегу или потоку, изменяется и степень анизотропии (см. табл. 2.16), за которую принималась величина $\alpha^* = A_{max}/A_{min}$ [33], где A_{max} и A_{min} — максимальный и минимальный коэффициенты обмена.

В прибосфорском районе диапазон изменения α^* меньше (1,0—7,7), чем в других районах Черного моря (1,7—33,5). Причем степень анизотропии в большинстве случаев уменьшается с увеличением периода осреднения.

Значения поперечного компонента A_x превышают в большинстве случаев значения продольного A_y, т. е. различия между ними существенны вследствие анизотропности процесса. Возможно это обусловлено сдвиговым характером потока, который заключается в том, что в устойчивом потоке с большими скоростями поперечные градиенты скорости всегда превышают продольные на один—два порядка [33]. Сдвиговый характер потока, как это было отмечено Штокманом, можно описать средней скоростью $\bar{V}$ и устойчивостью направления течений $E = V/\bar{V}$, где $\bar{V}$ — средний вектор скорости. Однако попытка найти связь анизотропии процесса с величиной $E \cdot \bar{V} = V$ практически не удалась. Для всех районов облако точек связи имеет очень слабую тенденцию роста α^* от V. Анализ степени анизотропности турбулентного обмена в шельфовой зоне показал существенную

Изменчивость экстремальных коэффициентов обмена с увеличением периода фильтрации, см²/с

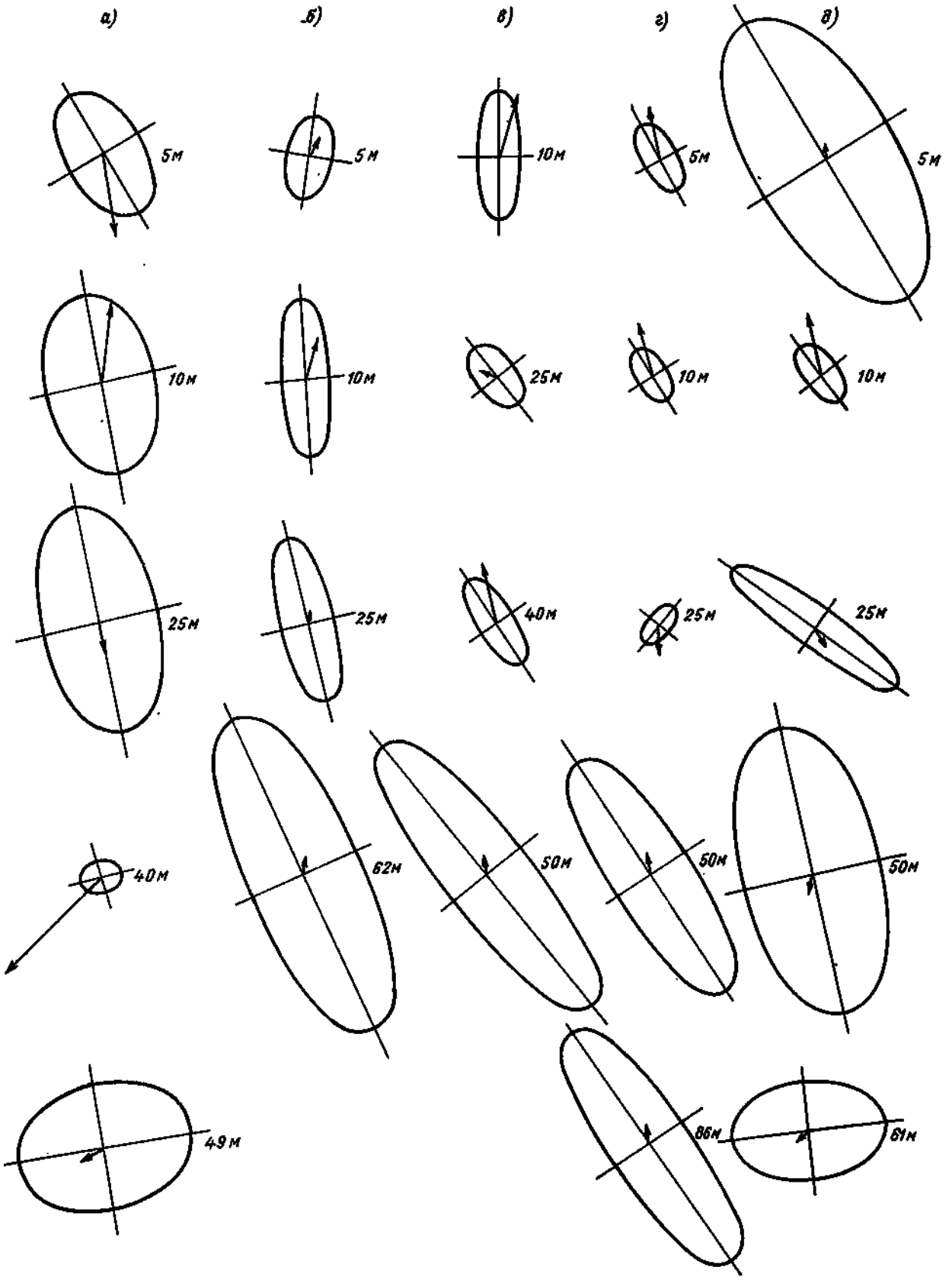
Таблица 2.16 *а*

Станция	Глубина, м	Дата начала наблюдений	Горизонт, м	Период фильтрации, ч								Анизотропия α^*
				3		6		9		12		
				A_{max}	A_{min}	A_{max}	A_{min}	A_{max}	A_{min}	A_{max}	A_{min}	
Болгарское побережье												
1	54	15 VII 1981	5	$6,5 \cdot 10^4$	$1,7 \cdot 10^4$	$5,3 \cdot 10^4$	$1,3 \cdot 10^4$	$7,5 \cdot 10^4$	$1,1 \cdot 10^4$			3,9
			10	$2,9 \cdot 10^4$	$8,2 \cdot 10^3$	$4,2 \cdot 10^4$	$6,4 \cdot 10^3$	$3,3 \cdot 10^4$	$5,8 \cdot 10^3$			3,5
			25	$2,3 \cdot 10^4$	$5,9 \cdot 10^3$	$3,5 \cdot 10^4$	$7,3 \cdot 10^3$	$3,4 \cdot 10^4$	$5,2 \cdot 10^3$			3,8
			40	$2,8 \cdot 10^5$	$1,8 \cdot 10^5$	$4,0 \cdot 10^5$	$2,1 \cdot 10^5$	$4,4 \cdot 10^5$	$4,6 \cdot 10^5$			1,6
			49	$1,8 \cdot 10^4$	$9,5 \cdot 10^3$	$3,2 \cdot 10^4$	$6,8 \cdot 10^3$	$3,9 \cdot 10^4$	$6,7 \cdot 10^3$			1,9
2	67	15 VII 1981	5	$1,8 \cdot 10^5$	$5,5 \cdot 10^4$	$1,4 \cdot 10^5$	$3,0 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^5$	$5,0 \cdot 10^4$			3,3
			10	$4,0 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^4$	$4,2 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^4$	$4,8 \cdot 10^5$	$8,2 \cdot 10^3$			2,8
			25	$1,6 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^5$	$1,8 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^4$			13,3
			62	$2,6 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^3$	$3,7 \cdot 10^5$	$4,1 \cdot 10^3$	$3,5 \cdot 10^4$	$4,8 \cdot 10^3$			10,4
3	55	18 VII 1981	10	$6,9 \cdot 10^5$	$2,2 \cdot 10^4$	$6,5 \cdot 10^5$	$1,9 \cdot 10^4$	$8,8 \cdot 10^5$	$2,8 \cdot 10^4$			31,3
			25	$2,2 \cdot 10^5$	$5,1 \cdot 10^4$	$2,1 \cdot 10^5$	$4,0 \cdot 10^4$	$3,9 \cdot 10^5$	$9,7 \cdot 10^4$			4,3
			40	$7,5 \cdot 10^5$	$3,2 \cdot 10^4$	$8,4 \cdot 10^5$	$4,9 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^5$	$8,2 \cdot 10^4$			23,4
			50	$7,9 \cdot 10^4$	$2,7 \cdot 10^3$	$8,7 \cdot 10^4$	$2,9 \cdot 10^3$	$1,0 \cdot 10^5$	$2,0 \cdot 10^3$			29,2
4	91	18 VII 1981	5	$6,0 \cdot 10^5$	$7,2 \cdot 10^4$	$7,8 \cdot 10^5$	$1,0 \cdot 10^5$	$8,1 \cdot 10^5$	$7,9 \cdot 10^4$			8,3
			10	$6,6 \cdot 10^5$	$9,3 \cdot 10^4$	$7,2 \cdot 10^5$	$9,7 \cdot 10^4$	$5,7 \cdot 10^5$	$9,7 \cdot 10^4$			7,0
			25	$1,4 \cdot 10^5$	$2,4 \cdot 10^5$	$6,8 \cdot 10^5$	$2,1 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^5$			5,8
			50	$5,4 \cdot 10^4$	$3,8 \cdot 10^3$	$1,1 \cdot 10^4$	$4,3 \cdot 10^3$	$1,1 \cdot 10^5$	$0,46 \cdot 10^4$			14,2
			86	$1,4 \cdot 10^5$	$0,5 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^5$	$0,72 \cdot 10^4$	$1,8 \cdot 10^5$	$0,81 \cdot 10^4$			28,0
5	66	20 VII 1981	5	$3,7 \cdot 10^3$	$0,7 \cdot 10^3$	$5,0 \cdot 10^3$	$0,41 \cdot 10^3$	$4,1 \cdot 10^3$	$0,42 \cdot 10^3$			5,3
			10	$9,2 \cdot 10^5$	$7,6 \cdot 10^4$	$1,0 \cdot 10^6$	$7,4 \cdot 10^4$	$1,4 \cdot 10^6$	$6,0 \cdot 10^4$			12,1
			25	$1,1 \cdot 10^6$	$6,3 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^6$	$8,0 \cdot 10^5$	$1,1 \cdot 10^6$	$7,0 \cdot 10^5$			1,7
			50	$1,9 \cdot 10^4$	$3,4 \cdot 10^3$	$2,0 \cdot 10^4$	$2,3 \cdot 10^3$					5,5
			61	$2,8 \cdot 10^4$	$1,6 \cdot 10^4$	$3,5 \cdot 10^4$	$1,9 \cdot 10^4$	$7,5 \cdot 10^4$	$2,9 \cdot 10^4$			1,7
6	96	20 VII 1981	5	$4,8 \cdot 10^5$	$2,3 \cdot 10^4$	$3,7 \cdot 10^5$	$2,4 \cdot 10^4$	$4,8 \cdot 10^5$	$2,7 \cdot 10^4$	$4,3 \cdot 10^5$	$2,2 \cdot 10^4$	20,8
			10	$7,8 \cdot 10^5$	$4,7 \cdot 10^4$	$9,1 \cdot 10^5$	$8,1 \cdot 10^4$	$9,4 \cdot 10^5$	$7,0 \cdot 10^4$	$9,6 \cdot 10^5$	$4,9 \cdot 10^4$	16,5
			25	$3,8 \cdot 10^5$	$3,7 \cdot 10^4$	$3,8 \cdot 10^5$	$4,7 \cdot 10^4$	$3,4 \cdot 10^5$	$3,8 \cdot 10^4$	$4,6 \cdot 10^5$	$5,1 \cdot 10^4$	10,0
			91	$1,7 \cdot 10^5$	$1,0 \cdot 10^4$	$1,3 \cdot 10^5$	$0,97 \cdot 10^4$	$1,4 \cdot 10^5$	$0,8 \cdot 10^4$	$2,4 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^4$	17,1
7	55	26 VII 1981	5	$9,5 \cdot 10^5$	$1,9 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^5$	$2,0 \cdot 10^5$	$1,1 \cdot 10^6$	$2,0 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^6$	$2,6 \cdot 10^5$	5,0
			25	$1,1 \cdot 10^5$	$1,1 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^5$	$1,1 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^4$	$1,8 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^4$	10
			50	$3,7 \cdot 10^4$	$3,3 \cdot 10^3$	$3,0 \cdot 10^4$	$4,0 \cdot 10^3$	$6,7 \cdot 10^4$	$4,4 \cdot 10^3$	$3,9 \cdot 10^4$	$5,2 \cdot 10^3$	11,2
8	98	26 VII 1981	5	$1,4 \cdot 10^6$	$6,8 \cdot 10^4$	$1,6 \cdot 10^6$	$6,1 \cdot 10^4$	$1,8 \cdot 10^6$	$5,2 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^6$	$4,9 \cdot 10^4$	20,0
			10	$7,6 \cdot 10^5$	$4,1 \cdot 10^4$	$7,5 \cdot 10^5$	$3,9 \cdot 10^4$	$9,3 \cdot 10^5$	$4,8 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^6$	$3,3 \cdot 10^4$	18,5
			25	$5,4 \cdot 10^5$	$4,5 \cdot 10^4$	$5,6 \cdot 10^5$	$4,1 \cdot 10^4$	$5,6 \cdot 10^5$	$5,3 \cdot 10^4$	$7,4 \cdot 10^5$	$4,8 \cdot 10^4$	12,0
			50	$9,9 \cdot 10^5$	$3,3 \cdot 10^4$	$1,0 \cdot 10^6$	$3,2 \cdot 10^4$	$6,3 \cdot 10^5$	$3,4 \cdot 10^4$	$6,1 \cdot 10^5$	$3,5 \cdot 10^4$	30,0
			93	$3,6 \cdot 10^5$	$2,2 \cdot 10^4$	$8,2 \cdot 10^5$	$3,2 \cdot 10^4$	$7,8 \cdot 10^5$	$3,5 \cdot 10^4$			16,3
9	89	31 VII 1981	88	$5,4 \cdot 10^4$	$4,4 \cdot 10^3$	$9,6 \cdot 10^4$	$5,3 \cdot 10^3$	$1,2 \cdot 10^5$	$9,2 \cdot 10^3$	$1,5 \cdot 10^5$	$8,4 \cdot 10^3$	12,2
			88,5	$9,5 \cdot 10^4$	$9,1 \cdot 10^3$	$1,1 \cdot 10^5$	$9,9 \cdot 10^3$	$7,9 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^4$	$2,1 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^4$	10,4
10	89	31 VII 1981	25	$3,0 \cdot 10^5$	$3,8 \cdot 10^4$	$2,8 \cdot 10^5$	$4,3 \cdot 10^4$	$3,5 \cdot 10^5$	$3,2 \cdot 10^4$			7,9
			88	$7,1 \cdot 10^3$	$0,5 \cdot 10^3$	$1,4 \cdot 10^4$	$0,8 \cdot 10^3$	$1,0 \cdot 10^4$	$0,4 \cdot 10^3$			14,2
			89	$3,8 \cdot 10^4$	$5,4 \cdot 10^3$	$2,7 \cdot 10^4$	$2,8 \cdot 10^3$	$4,2 \cdot 10^4$	$3,6 \cdot 10^3$			7,0
Северо-западный район												
1	42	09 VII 1976	10	$5,2 \cdot 10^5$	$1,1 \cdot 10^5$	$5,7 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^5$	$6,6 \cdot 10^5$	$1,1 \cdot 10^5$	$9,2 \cdot 10^5$	$2,1 \cdot 10^5$	4,7
			20	$2,2 \cdot 10^5$	$8,3 \cdot 10^4$	$2,2 \cdot 10^5$	$9,1 \cdot 10^4$	$2,6 \cdot 10^4$	$1,1 \cdot 10^5$	$4,0 \cdot 10^5$	$1,1 \cdot 10^5$	2,6
			38	$2,3 \cdot 10^5$	$3,9 \cdot 10^4$	$5,3 \cdot 10^5$	$4,8 \cdot 10^4$	$5,0 \cdot 10^5$	$7,8 \cdot 10^4$	$4,5 \cdot 10^5$	$4,5 \cdot 10^4$	5,8
2	53	10 VII 1976	10	$5,2 \cdot 10^4$	$8,7 \cdot 10^3$	$6,4 \cdot 10^4$	$8,1 \cdot 10^3$	$7,0 \cdot 10^4$	$9,6 \cdot 10^3$			5,9
			20	$1,6 \cdot 10^5$	$3,2 \cdot 10^4$	$1,9 \cdot 10^5$	$3,6 \cdot 10^4$	$1,9 \cdot 10^5$	$3,3 \cdot 10^4$			5,0
			48	$6,8 \cdot 10^4$	$5,3 \cdot 10^3$	$9,4 \cdot 10^4$	$6,4 \cdot 10^3$	$1,4 \cdot 10^5$	$6,5 \cdot 10^3$			12,8
3	48	10 VII 1976	10	$1,2 \cdot 10^6$	$3,9 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^6$	$4,3 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^6$	$5,7 \cdot 10^5$			7,5
			20	$9,7 \cdot 10^4$	$1,3 \cdot 10^4$	$1,0 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^4$	$1,3 \cdot 10^5$	$1,9 \cdot 10^4$			7,5
			43	$2,5 \cdot 10^4$	$9,9 \cdot 10^3$	$3,1 \cdot 10^4$	$1,6 \cdot 10^4$	$3,8 \cdot 10^4$	$1,7 \cdot 10^4$			2,6

Станция	Глубина, м	Дата начала наблюдений	Горизонт, м	Период фильтрации, ч								Анизотропия α^*
				3		6		9		12		
				A_{max}	A_{min}	A_{max}	A_{min}	A_{max}	A_{min}	A_{max}	A_{min}	
Крымское побережье												
1	145	10 XI 1973	10	$1{,}3 \cdot 10^6$	$9{,}8 \cdot 10^4$	$4{,}8 \cdot 10^6$	$2{,}5 \cdot 10^4$	$5{,}3 \cdot 10^6$	$1{,}9 \cdot 10^4$			13,2
			25	$2{,}4 \cdot 10^6$	$1{,}9 \cdot 10^4$	$4{,}2 \cdot 10^6$	$1{,}0 \cdot 10^4$	$4{,}4 \cdot 10^6$	$8{,}3 \cdot 10^3$			12,6
			50	$1{,}2 \cdot 10^6$	$3{,}0 \cdot 10^5$	$4{,}4 \cdot 10^6$	$1{,}9 \cdot 10^4$	$6{,}8 \cdot 10^6$	$9{,}3 \cdot 10^3$			4,0
2	130	10 XI 1973	10	$1{,}2 \cdot 10^6$	$4{,}6 \cdot 10^4$	$1{,}6 \cdot 10^6$	$5{,}2 \cdot 10^4$	$1{,}4 \cdot 10^6$	$4{,}6 \cdot 10^4$			26,0
			25	$5{,}4 \cdot 10^5$	$5{,}4 \cdot 10^4$	$5{,}8 \cdot 10^5$	$5{,}4 \cdot 10^4$	$5{,}9 \cdot 10^5$	$4{,}6 \cdot 10^4$			10,0
			50	$1{,}3 \cdot 10^6$	$9{,}2 \cdot 10^4$	$1{,}9 \cdot 10^6$	$1{,}1 \cdot 10^5$	$1{,}7 \cdot 10^6$	$8{,}0 \cdot 10^4$			14,1
3	85	10 XI 1973	10	$5{,}1 \cdot 10^5$	$2{,}1 \cdot 10^5$	$6{,}1 \cdot 10^5$	$2{,}9 \cdot 10^5$	$4{,}2 \cdot 10^5$	$1{,}8 \cdot 10^5$			2,4
			25	$3{,}4 \cdot 10^5$	$6{,}7 \cdot 10^4$	$3{,}5 \cdot 10^5$	$8{,}1 \cdot 10^4$	$3{,}8 \cdot 10^5$	$7{,}7 \cdot 10^4$			5,1
			50	$5{,}0 \cdot 10^5$	$4{,}1 \cdot 10^4$	$5{,}5 \cdot 10^5$	$5{,}0 \cdot 10^4$	$5{,}8 \cdot 10^5$	$4{,}9 \cdot 10^4$			12,2
Кавказское побережье												
1	52	9 VIII 1962	10	$1{,}9 \cdot 10^6$	$3{,}0 \cdot 10^5$	$2{,}0 \cdot 10^6$	$2{,}7 \cdot 10^5$	$3{,}0 \cdot 10^6$	$3{,}1 \cdot 10^5$			6,3
			25	$1{,}7 \cdot 10^6$	$5{,}4 \cdot 10^4$	$1{,}8 \cdot 10^6$	$6{,}6 \cdot 10^4$	$9{,}5 \cdot 10^6$	$6{,}2 \cdot 10^6$			26,1
2	1800	10 VIII 1962	10	$1{,}6 \cdot 10^4$	$4{,}3 \cdot 10^3$	$1{,}7 \cdot 10^4$	$5{,}3 \cdot 10^3$	$1{,}9 \cdot 10^4$	$5{,}6 \cdot 10^3$			3,4
			50	$2{,}3 \cdot 10^5$	$5{,}1 \cdot 10^4$	$2{,}9 \cdot 10^5$	$5{,}2 \cdot 10^4$					4,5
3	164	20 X 1959	15	$6{,}2 \cdot 10^5$	$5{,}7 \cdot 10^4$	$6{,}3 \cdot 10^5$	$7{,}5 \cdot 10^4$	$8{,}0 \cdot 10^5$	$9{,}7 \cdot 10^4$			10,8
			50	$6{,}9 \cdot 10^5$	$2{,}3 \cdot 10^4$	$7{,}8 \cdot 10^5$	$2{,}1 \cdot 10^4$	$8{,}0 \cdot 10^5$	$2{,}5 \cdot 10^4$			30,0

Таблица 2.16 б

Станция	Глубина, м	Дата начала наблюдений	Горизонт, м	Период фильтрации, ч								Анизотропия α^*
				2		4		6		12		
				A_{max}	A_{min}	A_{max}	A_{min}	A_{max}	A_{min}	A_{max}	A_{min}	
Прибосфорский район												
1	92	5 III 1970	10	$1{,}5 \cdot 10^4$	$4{,}3 \cdot 10^3$	$2{,}0 \cdot 10^4$	$6{,}3 \cdot 10^3$	$2{,}2 \cdot 10^4$	$6{,}8 \cdot 10^3$	$2{,}6 \cdot 10^4$	$9{,}9 \cdot 10^3$	3,8
			25	$1{,}5 \cdot 10^4$	$3{,}7 \cdot 10^3$	$2{,}0 \cdot 10^3$	$5{,}3 \cdot 10^3$	$2{,}3 \cdot 10^4$	$6{,}4 \cdot 10^3$	$2{,}1 \cdot 10^4$	$1{,}1 \cdot 10^4$	3,8
			50	$5{,}8 \cdot 10^3$	$2{,}0 \cdot 10^3$	$8{,}2 \cdot 10^3$	$2{,}9 \cdot 10^3$	$1{,}1 \cdot 10^4$	$4{,}2 \cdot 10^3$	$1{,}7 \cdot 10^4$	$1{,}1 \cdot 10^4$	2,8
			85	$5{,}2 \cdot 10^3$	$2{,}4 \cdot 10^3$	$8{,}1 \cdot 10^3$	$5{,}9 \cdot 10^3$	$1{,}6 \cdot 10^4$	$1{,}2 \cdot 10^4$	$5{,}5 \cdot 10^4$	$3{,}4 \cdot 10^4$	1,4
			91	$3{,}5 \cdot 10^3$	$1{,}4 \cdot 10^3$	$8{,}8 \cdot 10^3$	$2{,}4 \cdot 10^3$	$9{,}7 \cdot 10^3$	$3{,}2 \cdot 10^3$	$1{,}1 \cdot 10^4$	$5{,}9 \cdot 10^3$	3,7
			91,5	$1{,}6 \cdot 10^3$	$8{,}5 \cdot 10^2$	$2{,}9 \cdot 10^3$	$8{,}6 \cdot 10^2$	$3{,}8 \cdot 10^3$	$1{,}1 \cdot 10^3$	$5{,}7 \cdot 10^3$	$1{,}1 \cdot 10^3$	3,2
2	95	9 X 1972	10	$2{,}0 \cdot 10^4$	$1{,}3 \cdot 10^4$	$2{,}0 \cdot 10^4$	$1{,}5 \cdot 10^4$	$2{,}4 \cdot 10^4$	$1{,}6 \cdot 10^4$	$2{,}4 \cdot 10^4$	$2{,}2 \cdot 10^4$	1,3
			25	$4{,}2 \cdot 10^3$	$3{,}2 \cdot 10^3$	$5{,}5 \cdot 10^3$	$4{,}4 \cdot 10^3$	$6{,}6 \cdot 10^3$	$5{,}3 \cdot 10^3$	$1{,}0 \cdot 10^4$	$6{,}9 \cdot 10^3$	1,2
			80	$9{,}8 \cdot 10^3$	$8{,}5 \cdot 10^3$	$1{,}3 \cdot 10^4$	$1{,}2 \cdot 10^4$	$1{,}5 \cdot 10^4$	$1{,}4 \cdot 10^4$	$2{,}8 \cdot 10^4$	$2{,}6 \cdot 10^4$	1,1
			94	$9{,}2 \cdot 10^3$	$9{,}7 \cdot 10^2$	$1{,}0 \cdot 10^4$	$1{,}3 \cdot 10^3$	$1{,}1 \cdot 10^4$	$1{,}4 \cdot 10^3$	$1{,}1 \cdot 10^4$	$1{,}6 \cdot 10^3$	7,7
			94,5	$1{,}2 \cdot 10^3$	$9{,}5 \cdot 10^2$	$1{,}6 \cdot 10^3$	$1{,}1 \cdot 10^3$	$1{,}8 \cdot 10^3$	$1{,}1 \cdot 10^3$	$1{,}9 \cdot 10^3$	$1{,}2 \cdot 10^3$	1,4
3	95	11 X 1972	10	$1{,}0 \cdot 10^4$	$5{,}7 \cdot 10^3$	$1{,}2 \cdot 10^4$	$7{,}0 \cdot 10^3$	$1{,}4 \cdot 10^4$	$9{,}2 \cdot 10^3$	$2{,}5 \cdot 10^4$	$2{,}0 \cdot 10^4$	1,3
			25	$7{,}0 \cdot 10^3$	$4{,}7 \cdot 10^3$	$1{,}0 \cdot 10^4$	$5{,}2 \cdot 10^3$	$1{,}7 \cdot 10^4$	$7{,}6 \cdot 10^3$	$4{,}8 \cdot 10^4$	$2{,}2 \cdot 10^4$	1,5
			50	$2{,}9 \cdot 10^3$	$1{,}2 \cdot 10^3$	$3{,}8 \cdot 10^3$	$1{,}7 \cdot 10^3$	$4{,}5 \cdot 10^3$	$2{,}2 \cdot 10^3$	$9{,}8 \cdot 10^3$	$4{,}8 \cdot 10^3$	2,0
			80	$7{,}4 \cdot 10^3$	$3{,}4 \cdot 10^3$	$1{,}0 \cdot 10^4$	$6{,}6 \cdot 10^3$	$1{,}4 \cdot 10^4$	$9{,}5 \cdot 10^3$	$2{,}6 \cdot 10^4$	$1{,}6 \cdot 10^4$	1,1
			94	$5{,}6 \cdot 10^3$	$9{,}6 \cdot 10^2$	$5{,}8 \cdot 10^3$	$1{,}4 \cdot 10^3$	$5{,}8 \cdot 10^3$	$1{,}6 \cdot 10^3$	$5{,}8 \cdot 10^3$	$2{,}8 \cdot 10^3$	6,0
			94,5	$1{,}1 \cdot 10^3$	$7{,}4 \cdot 10^2$	$1{,}4 \cdot 10^3$	$9{,}4 \cdot 10^2$	$1{,}6 \cdot 10^3$	$1{,}1 \cdot 10^3$	$3{,}0 \cdot 10^3$	$1{,}1 \cdot 10^3$	1,2


а)
б)
в)
г)
в)
5м
5м
10м
5м
5м
10м
10м
25м
10м
10м
25м
25м
40м
25м
25м
40м
62м
50м
50м
50м
49м
86м
61м

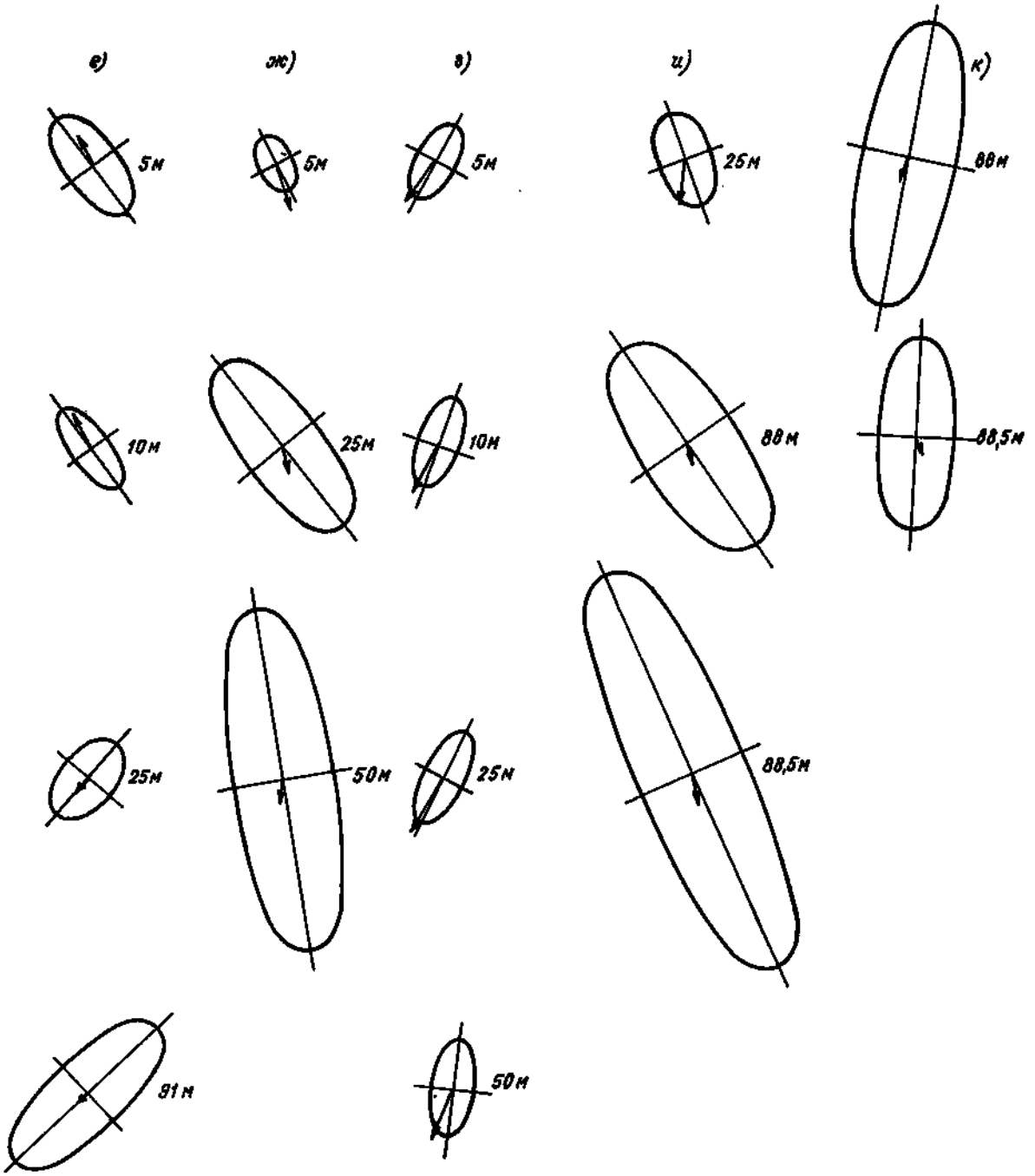


Рис. 2.7. Эллипсы турбулентного обмена в районе западного побережья (T_0 = 3 ч).
а — АБС-1; *б* — АБС-2; *в* — АБС-3; *г* — АБС-4; *д* — АБС-5; *е* — АБС-6; *ж* — АБС-7; *з* — АБС-8; *и* — АБС-9; *к* — АБС-10.

пространственную изменчивость. Анизотропия, как правило, уменьшалась с приближением ко дну (по данным буйковых станций, находящихся на различном расстоянии от береговой черты). Отмечалось также увеличение анизотропии на близбереговых АБС (см. табл. 2.16).

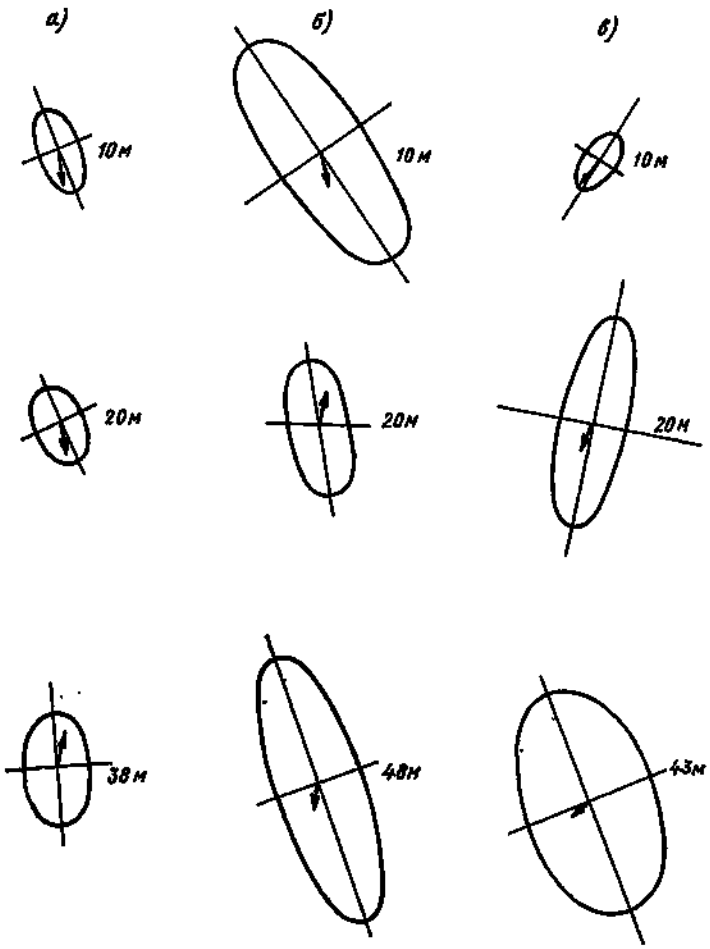


Рис. 2.8. Эллипсы турбулентного обмена в северо-западном районе моря ($T_0 = 3$ ч).
а — АБС-1; *б* — АБС-2; *в* — АБС-3.

Для сравнения с методом Эртеля были рассчитаны коэффициенты турбулентного обмена по гипотезе Колмогорова

$$\nu^* = l^* \sqrt{b^*}, \qquad (2.28)$$

где l^* — масштаб явления; b^* — кинетическая энергия пульсаций скорости с масштабами меньше l^*.

Согласно гипотезе «замороженной турбулентности» [140], $l^* = V \cdot T_0$, где V — скорость переноса турбулентных вихрей осредненным потоком; T_0 — период осреднения. Величина b^* определялась как

$$b^* = \sigma_x^2 + \sigma_y^2, \qquad (2.29)$$

где σ_x^2 и σ_y^2 — дисперсии компонентов пульсаций скорости вдоль и поперек среднего течения при периоде фильтрации $T_0 = 3$ ч. В табл. 2.17 приводятся результаты расчетов по болгарскому району.

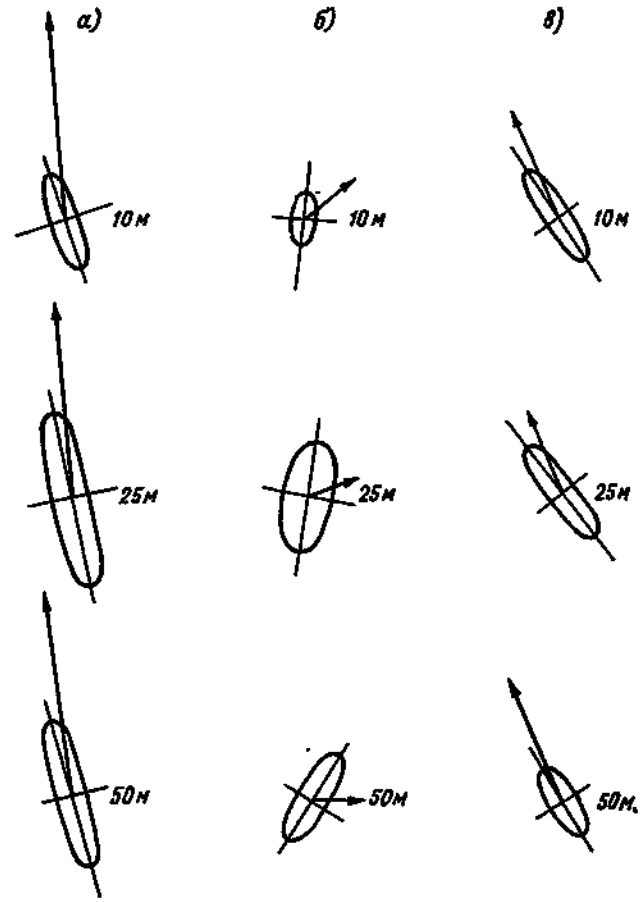


Рис. 2.9. Эллипсы турбулентного обмена у Крымского побережья ($T_0 = 3$ ч).
а — АБС-1; *б* — АБС-2; *в* — АБС-3.

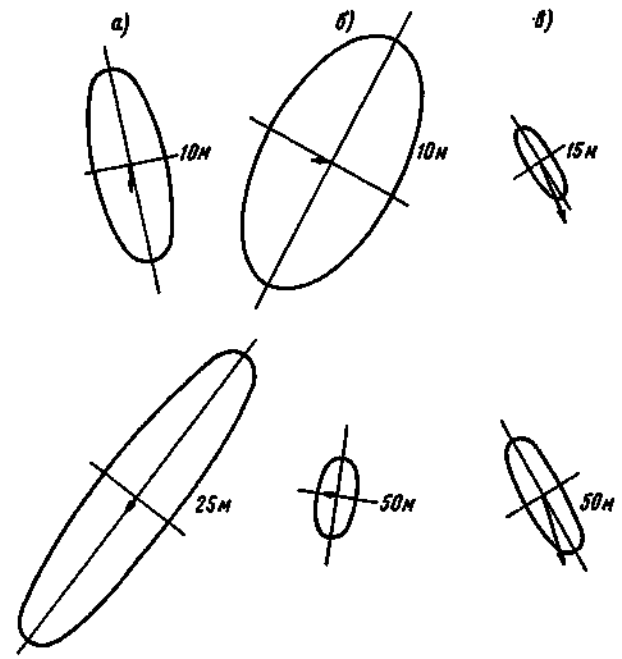


Рис. 2.10. Эллипсы турбулентного обмена в районе Кавказского побережья ($T_0 = 3$ ч).
а — АБС-1; *б* — АБС-2; *в* — АБС-3.

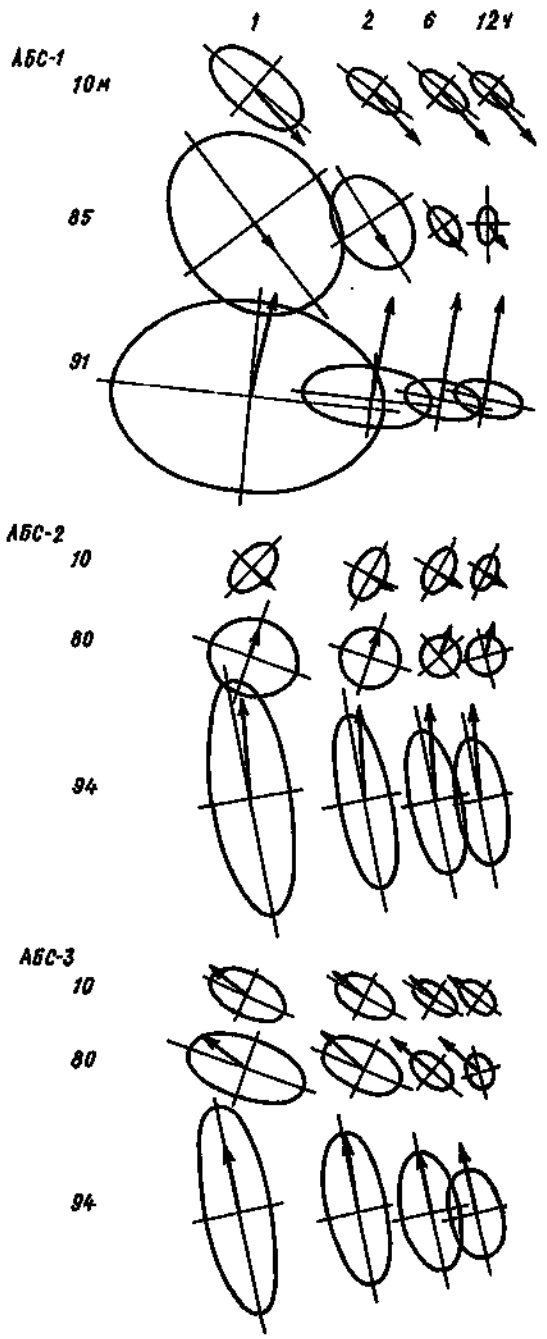


Рис. 2.11. Эллипсы турбулентного обмена в прибосфорском районе моря.

Таблица 2.17

Расчет ν^* по гипотезе Колмогорова

Горизонт, м	σ_x^2	σ_y^2	b^*	$\sqrt{b^*}$	l^*	ν^*
5	29,5	9,1	38,6	6,21	86400	$5{,}4 \cdot 10^5$
10	13,5	2,8	16,3	4,03	129600	$5{,}2 \cdot 10^5$
25	9,7	2,2	11,9	3,44	100800	$3{,}5 \cdot 10^5$
40	85,2	101,2	186,4	13,65	140400	$1{,}9 \cdot 10^6$
49	5,1	5,8	10,9	3,30	5400	$1{,}8 \cdot 10^4$

Рассчитанные таким образом коэффициенты оказались примерно на порядок выше, чем полученные по методу Эртеля.

Расчетами установлено, что дисперсии компонентов скорости $\sigma_{u'}^2$ и $\sigma_{v'}^2$ с увеличением масштаба сглаживания растут и разнятся для одних и тех же T_0 (см. табл. 2.13). Это свидетельствует об анизотропности пульсаций данного масштаба. Квазизотропия процесса $(\sigma_{u'}^2 = \sigma_{v'}^2)$ наблюдается лишь в отдельных случаях, в основном в глубинных слоях.

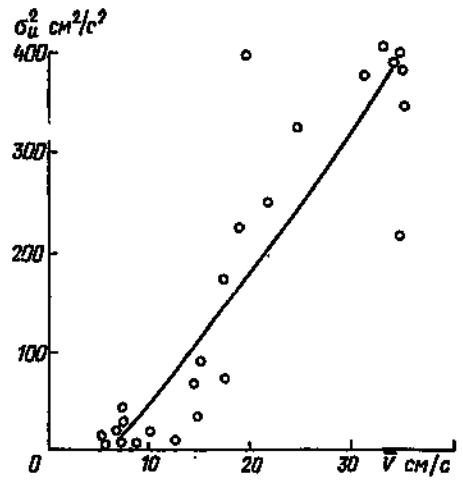


Рис. 2.12. Зависимость дисперсии пульсаций от средней скорости течений в районе западного побережья.

Представляет интерес по дисперсиям, рассчитанным для различных периодов сглаживания, оценить вклад пульсаций различных временных масштабов в общую энергию потока [70]. Такие оценки произведены для прибосфорского района. Выявлено, что в черноморском потоке максимум энергии генерируется на частоте инерционных колебаний (50—70 % от общей энергии потока). Однако после прохождения штормов вклад колебаний с временными масштабами до 3 ч возрастает. В средиземноморском потоке дисперсии с периодом осреднения 3 ч составляют 70—80 %. Кроме того, следует отметить, что сильные ветры увеличивают общие энергетические возможности черноморского потока.

Анализ связи дисперсии пульсаций с осредненной скоростью показал, что энергия пульсационного движения прямо пропорциональна осредненной скорости для тех районов, где основной вклад вносят мелкомасштабные процессы (рис. 2.12). В прибосфорском районе такие соотношения не обнаружены.

Изменение по вертикали дисперсии компонентов скорости свидетельствует о переслоенности толщи вод по уровню турбулентности (рис. 2.13—2.15). Кроме поверхностных максимумов, генерируемых ветровой активностью, в промежуточных слоях наблюдается увеличение уровня турбулентности за

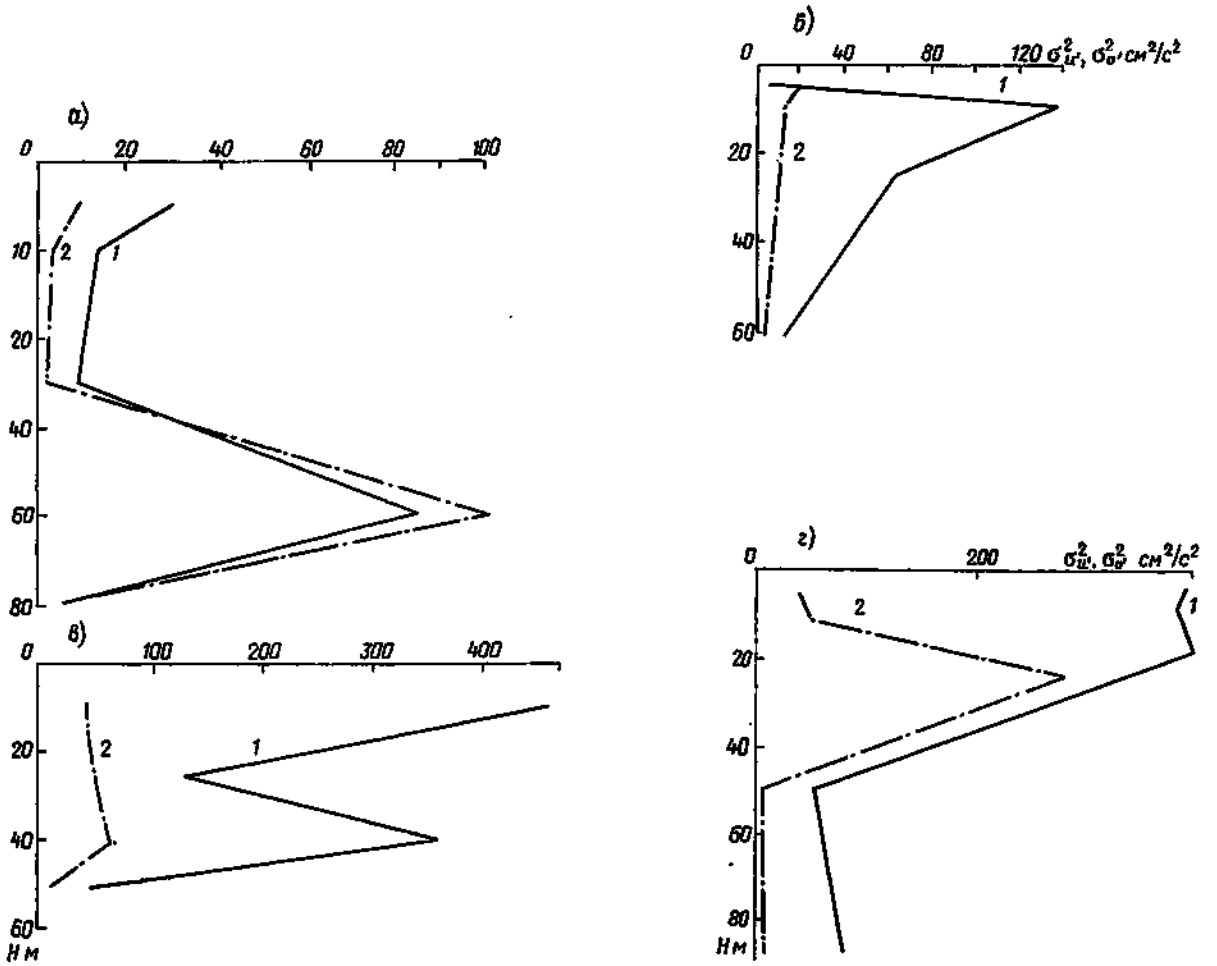


Рис 2.13. Изменчивость дисперсии пульсаций σ_u^2, (*1*), σ_v^2, (*2*) по вертикали в районе западного побережья ($T_0 = 3$ ч).

а — АБС-1; *б* — АБС-2; *в* — АБС-3; *г* — АБС-4.

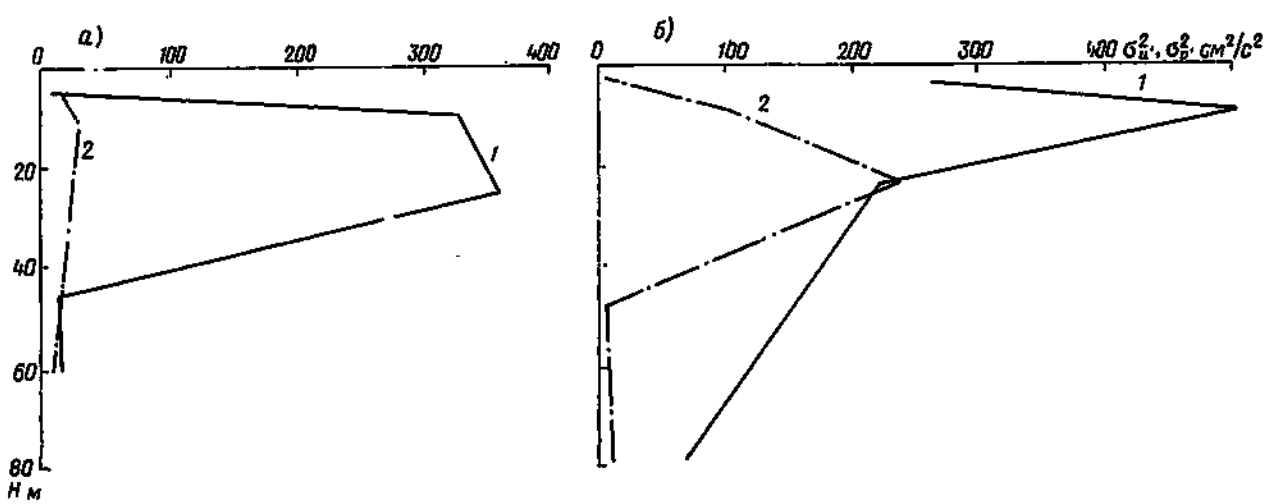


Рис. 2.14. Изменчивость дисперсии пульсаций σ_u^2, (*1*), σ_v^2, (*2*) по вертикали в районе западного побережья ($T_0 = 3$ ч).

а — АБС-5; *б* — АБС-6.

счет либо увеличения скорости течения (в случае зависимости дисперсии от скорости течения), либо за счет инерционных колебаний (генерируемых взаимодействием разноплотностных потоков).

Практический интерес несомненно представляют районы, где выявляют закономерности в зависимости $\sigma^2 \sim f(\bar{V})$, так как максимум турбулентного перемешивания при прочих равных условиях можно ожидать в режиме наибольших значений осредненной скорости.

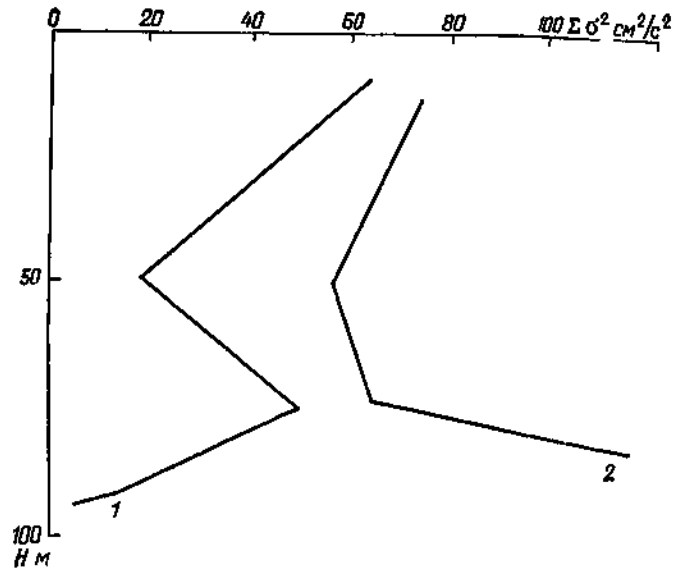


Рис. 2.15. Изменение по вертикали дисперсии скорости в прибосфорском районе ($T_0 = 12$ ч).
1 — 1972 г.; *2* — 1982 г.

3. ДИНАМИКА ВОД КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА

Керченский пролив играет существенную роль в формировании особенностей гидролого-гидрохимического режима Азово-Черноморского бассейна. В то же время сам пролив является важнейшим промысловым районом и важной судоходной магистралью. Эти обстоятельства предъявляют значительные требования к изучению его как самостоятельного в гидрометеорологическом отношении объекта в системе Черное море — Керченский пролив — Азовское море.

3.1. КРАТКИЙ ОБЗОР РАЗВИТИЯ РАБОТ ПО ИЗУЧЕНИЮ ДИНАМИКИ ВОД ПРОЛИВА

За длительный период изучения Керченского пролива были качественно определены основные черты гидрологии и динамики его вод. Уже в конце прошлого века Ф. Ф. Врангелем [45], а в начале настоящего А. П. Лоидисом [110] были сделаны первые выводы об особенностях гидрологического режима, структуры потоков в проливе и выявлены факторы, определяющие перенос вод в нем. В частности, они практически впервые указали, что течения в Керченском проливе зависят от разности уровней на его концах, обусловленной сгонно-нагонными ветрами, а температура и плотность воды определяются направлением течения. Было также указано на существование зависимости между течением в проливе и ходом изменения атмосферного давления (ветра). Последующими исследованиями эти основополагающие выводы не были опровергнуты, а лишь дополнялись и уточнялись.

Первые данные о расходах воды в Керченском проливе (из Азовского моря 7180, из Черного — 5390 м³/с), полученные В.В. Ганькевичем в 1927 г. по небольшому числу непосредственных измерений, как указывал сам автор, требовали уточнения [48].

В 1933 г. Г. К. Ижевский [52] на основе материалов Г. Е. Ратманова [153] определил средние скорости азовского (26 см/с) и черноморского (30 см/с) течений в проливе и провел анализ колебаний уровня. В этот период активные работы по изучению гидрометеорологии пролива начала проводить Гидрометслужба. Наиболее полные итоги изучения течений и уровня в проливе в режимном плане за этот период были опубликованы в работе [106]. Однако несовершенство методов измерения течений и постановки исследований в целом в прошлые годы (на что указывалось ранее [2, 5] и, в частности, использование поплавочных наблюдений, дающих, как правило, искаженные результаты из-за невозможности учета ветрового влияния и особенностей морфометрии пролива, приближенные нивелировки уровенных постов, отсутствие самописцев и другое значительно снижали достоверность получаемых результатов.

Более ценные материалы были собраны экспедицией Управления Волго-Донского комплекса, проводившей регулярные наблюдения в Керченском проливе с июня 1937 по июль 1938 г. По результатам анализа этих и других данных наблюдений различных лет был выполнен ряд исследований [2, 53, 188] по выявлению эмпирических связей течений и уклонов уровня между концами пролива. Проведено также несколько попыток эмпирически учесть влияние ветра (давления) на течения в проливе. В прогностических работах [40, 86, 85, 167] выявлены зависимости, позволяющие по заданному полю давления рассчитать течения в проливе с различной заблаговременностью. Однако в связи с использованием для анализа относительно коротких рядов наблюдений, а также

данных о течениях, как правило, лишь по одному горизонту одной вертикали, полученные зависимости оказались приближенными и нуждались в уточнении. Проверка этих эмпирических методов расчета течений показала, что средние ошибки расчетов имеют порядок средних скоростей течений в проливе.

Общим недостатком выполненных эмпирических расчетов переноса вод в Керченском проливе за прошлые годы является аппроксимация связи течений с разностью уровней и ветром уравнением прямой. При значительном увеличении разности уровней на концах пролива рост скорости течения происходит нелинейно. И если в области небольших разностей уровней (до 30—50 см) еще можно принять зависимость линейной (с незначительной погрешностью), то с увеличением уклонов экстраполировать прямую связи в область больших разностей уровня нельзя, так как ошибки в расчетах могут превзойти абсолютные значения скорости течения. Как будет показано ниже, разности уровней между Черным и Азовским морями могут достигать 100 см и более, а повторяемость разностей уровней более 40 см значительная.

Итоги изучения Керченского пролива за эти годы были подведены в работе [53], где представлена обобщенная сводка наших знаний о гидрометеорологическом режиме пролива на период 50-х гг.

Более полные исследования динамики вод Керченского пролива были развернуты ГОИНом и СО ГОИНом (бывшая БГМО ЧАМ) в период 1957—1985 гг. при участии морской гидрометстанции Опасное в связи с решением проблемы Азовского моря и разработкой метода расчета водообмена через пролив. В значительных по объему экспедиционных работах, проводившихся в Керченском проливе под руководством автора, использовано большое количество автономных и радиопередающих приборов, открывались дополнительные уровенные посты, проводились синхронные наблюдения в различных районах пролива одновременно с нескольких судов, осуществлялись регулярные измерения расходов воды в северной узкости и т. д. В результате этих исследований получены качественно новые материалы, позволившие уточнить наши представления об основных закономерностях и механизме формирования и изменчивости динамики вод в проливе. В частности установлено, что многоступенчатая деформация нагонной волны, связанная с особенностями сложной морфометрии пролива [4], требует различных подходов к разработке методов расчета течений и расходов воды для различных временных масштабов осреднения. Выяснена роль ветра не только в создании сгонно-нагонных колебаний уровня, но и впервые оценен его вклад в изменение скоростей, а иногда и направления течений в проливе за счет тангенциального напряжения на поверхности [3, 10].

На основе полученных материалов разработаны и верифицированы новые эмпирико-теоретические методы расчета уровня течений и водообмена в Керченском проливе [4, 5, 6, 10, 15, 22, 106, 172] и рассчитаны режимно-статистические характеристики колебаний уровня и уклонов вод в проливе [4], переноса вод и структуры течений [3, 7, 8, 12], горизонтального турбулентного обмена [9, 16] и других характеристик динамики вод, представляющие практический интерес для народнохозяйственных организаций страны.

3.2. ХАРАКТЕРИСТИКА ИСПОЛЬЗОВАННЫХ МАТЕРИАЛОВ

Для выявления характерных особенностей динамики вод Керченского пролива и расчета режимно-статистических пространственно-временных ее характеристик использованы данные наблюде-

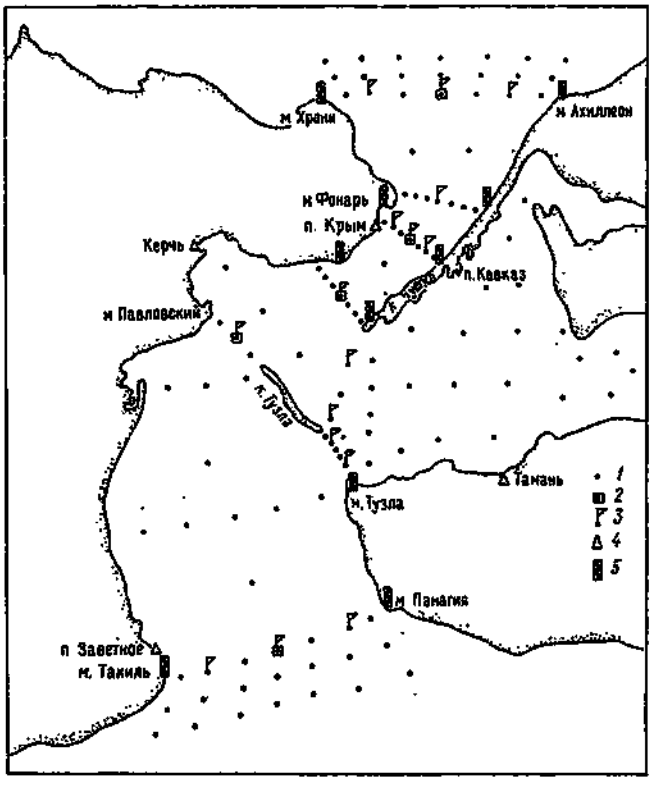


Рис. 3.1. Схема расположения пунктов наблюдений в экспедициях СО ГОИНа в Керченском проливе.

1 — океанографическая станция; *2* — многочасовая станция; *3* — автономная буйковая станция с самописцами течений и уровня; *4* — стационарные пункты наблюдений; *5* — временные посты наблюдений.

ний 17 уровенных стационарных и временных постов в проливе и предпроливных районах морей (с различной продолжительностью работы); материалы измерений уровня и течений в проливе за период 1962—1980 гг. с помощью автономных самописцев уровня моря, БПВ на АБС, радиоизмерителей течений, а также результаты 18 авиасъемок течений; данные специальных измерений расходов воды с помощью морской вертушки в различных районах пролива за период 1957—1985 гг. (всего 535 расходов); материалы стационарных и эпизодических гидрометеорологических наблюдений в проливе и в предпроливных районах морей. Использовано 285 реализаций непрерывных измерений течений БПВ объемом 146—1413 отпечатков, продолжительностью рядов наблюдений от 12 ч до 10 сут с дискретностью отпечатков 5, 10, 15, 20 и 30 мин (рис. 3.1).

Следует отметить, что хотя бо́льшая часть собранных материалов наблюдений относится к северной узкости пролива и к теплой половине года,

однако в отличие от предыдущих работ в исследуемый период имелось много наблюдений, выполненных также и по другим районам пролива (в большинстве своем синхронно), в том числе и в холодную половину года.

Автоматизированная обработка материалов проводилась с использованием данных информационной базы регионального банка, созданного в СО ГОИНа.

3.3. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДИНАМИКИ ВОД ПРОЛИВА (по данным наблюдений)

3.3.1. Колебания уровня моря

Режим уровня вод в Керченском проливе складывается под воздействием двух основных причин: колебаний уровня Черного и Азовского морей и под непосредственным влиянием ветра, с учетом особенностей морфометрии района.

В результате сгонно-нагонных колебаний уровней в Керченском проливе формируется сложный рельеф водной поверхности. Степень проникновения в пролив ветрового нагона, возникшего в предпроливном районе, зависит от взаимной ориентации действующего ветра и оси пролива, от высоты наполнения пролива (фонового уровня) и от перепада уровней морей. Последние создаются в результате различий в балансе пресных вод Черного и Азовского морей, определяющих в основном фоновые (длиннопериодные) изменения уровня и переноса вод, на которые накладываются короткопериодные колебания, обусловленные ветровой деятельностью. Действие ветра проявляется при этом двояко: с одной стороны, он вызывает колебания уровня на концах и в самом проливе и возникновение градиентных течений, а с другой, — непосредственно воздействует на водную поверхность и способствует за счет тангенциального трения изменению скорости, а иногда и направления течения.

При рассмотрении межгодовой изменчивости уровня (рис. 3.2) обращает на себя внимание хорошая согласованность кривых многолетнего хода уровня по всем пунктам наблюдений в проливе и в предпроливных районах. Это указывает, прежде всего, на единство причин, обусловливающих годовые колебания уровня в Черном и Азовском морях. Имеется хорошая согласованность кривых хода уровня и стока главных рек бассейна — Дуная, Дона и Кубани. Причем все экстремальные изменения уровня даже в Азовском море совпадают с экстремумами в объеме стока Дуная (приблизительно 75 % суммарного речного стока в Черное море). На зависимость уровня Азовского моря от стока черноморских рек указывалось и раньше (Д. Я. Беренбейм [28], Л. Н. Кропачев [104]). Действительно, объем стока рек, впадающих в Азовское море, составляет около 0,1 общего объема речного стока в Азово-Черноморский бассейн. В то же время анализ материалов показывает, что сток рек Черноморского бассейна не оказывает непосредственного воздействия на создание уклонов уровня между Черным и Азовским морями. Его влияние проявляется в изменении общего фонового уровня бассейна и может быть учтено при расчете водообмена по данным об уровне в п. Опасное [4, 10].

Речной сток бассейна характеризуется значительными колебаниями [15, 28]. Это в свою очередь обусловливает изменчивость среднего годового уровня во всем бассейне. Межгодовые изменения уровня на уровенных постах рассматриваемого района, по существу, одинаковы и значительны. Многолетняя изменчивость средних годовых колебаний уровня составляет 35—40 см.

По абсолютным значениям средний многолетний уровень в Феодосии (Черное море), как правило, ниже уровня в Мысовом (Азовское море) в среднем на 4—5 см (табл. 3.1). Несмотря на зарегулирование и изъятие части речного стока бассейна, период после 1952 г. оказался в общем многоводным и средние годовые уровни в целом выше, чем за период до зарегулирования. На всех кривых (рис. 3.2) четко просматривается положительный тренд. При этом в Азовском море повышение уровня составило в среднем 5 см, а в Черном море 7 см (табл. 3.1).

Внутригодовой ход уровня в Керченском проливе и предпроливных районах Черного и Азовского морей имеет хорошо выраженную одинаковую сезонную изменчивость (табл. 3.1) с максимумом в июне и минимумом в октябре.

Анализ данных по уровню предпроливных районов и всего моря показал, что уровень в Феодосии практически во все сезоны года мало отличается от среднего уровня Черного моря (расхождения не превышают 1—2 см). Что касается уровня в Мысовом, то последний практически постоянно выше среднего уровня Азовского моря. Наибольшее превышение отмечается осенью и зимой (7—9 см), наименьшее — весной и летом (1—2 см). Повышенные значения уровня в районе Мысового — прямое следствие наклона уровенной поверхности Азовского моря с юго-запада на северо-восток, вызванное преобладанием нагонных ветров над сгонными. Наибольшие изменения уровня в течение года отмечаются в северной части пролива в январе-феврале, а в южной — в феврале-марте и обусловлены значительной штормовой деятельностью ветра. Наименьшие колебания уровня в Керченском проливе отмечаются в августе—сентябре.

Главной причиной суточных колебаний уровня в проливе является ветер. Вызываемые им сгонно-нагонные колебания уровня накладываются на более плавные фоновые, низкочастотные колебания уровня, обусловленные внутригодовой изменчивостью водности бассейна (главным образом стока рек).

Оценка влияния этих факторов на колебания уровня в проливе, выполненная путем выделения ветровой составляющей по связи штилевых уровней в проливе с уровнем на п. Варениковская (на р. Кубани), зависящим лишь от речного стока, позволила установить следующее [4]: 1) эффективность воздействия ветра на уровенную поверхность (по сравнению с влиянием стоковой составляющей) в среднем в большей степени проявляется в маловодные и средние по водности периоды; 2) ветровое воздействие на уровень пролива в среднем в 5—6 раз превосходит стоковые изменения уровня, а в отдельные периоды при значительных штормах даже в 10—15 раз.

Наибольшие изменения уровня в течение суток отмечаются на севере Керченского пролива. Следует отметить, что многолетняя максимальная изменчивость колебаний уровня в предпроливном районе Азовского моря (Мысовое) составляет

уровня имеет место только при устойчивом направлении ветра на большом пространстве обоих морей и над проливом. В каждом конкретном случае из-за изменчивости направления ветра над предпроливными районами и самим проливом наблюда-

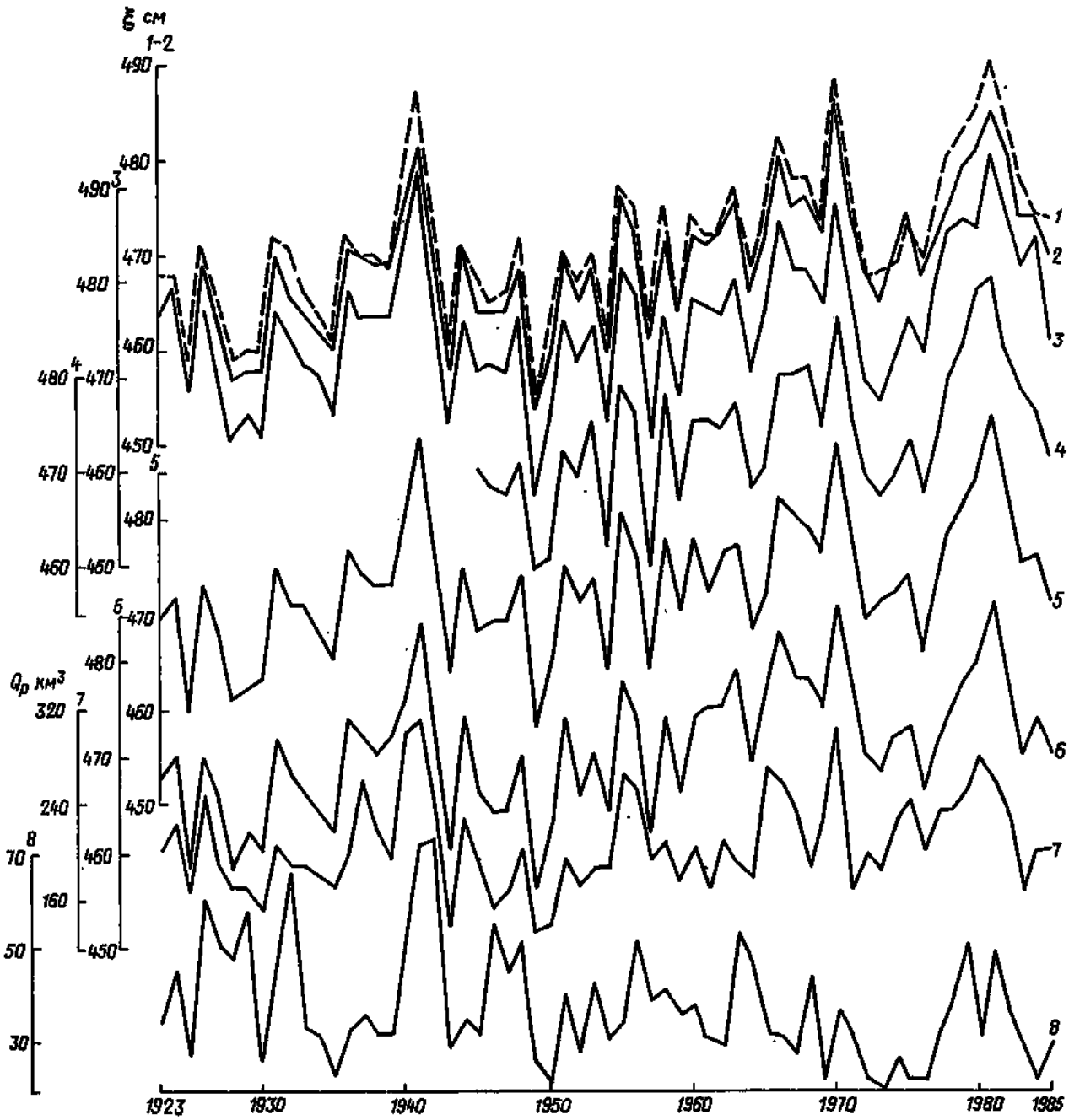


Рис. 3.2. Колебания среднего годового уровня моря (*1—6*) и годового стока рек бассейна (*7—8*).
1 — Азовское море — средний уровень; *2* — Черное море — средний уровень; *3* — Мысовое; *4* — Опасное; *5* — Керчь; *6* — Феодосия; *7* — Дунай; *8* — Дон и Кубань.

2,7 м, в то время как в предпроливной части Черного моря (Феодосия) она равна 1,1 м, т. е. по сути, наиболее значительные колебания уровня происходят у входа в пролив со стороны Азовского моря: большому нагону при ветрах северной половины горизонта соответствует малый сгон уровня в Черном море, а незначительному нагону при южных ветрах со стороны Черного моря соответствует достаточно большой сгон уровня в Азовском море. В среднем подобная денивеляция

ются самые различные положения уровенной поверхности вдоль пролива.

Иллюстрацией к сказанному может служить прошедший в октябре 1969 г. сильный шторм, вызвавший катастрофические подъемы и понижения уровня на юге Азовского моря и севере Керченского пролива. На рис. 3.3 показаны изменения уровенной поверхности в Керченском проливе через каждые 3 часа, начиная с 12 ч 28 октября (*1*) по 12 ч 29 октября 1969 г. (*2*). Резкие колеба-

Таблица 3.1

Уровень моря в районе Керченского пролива за период до и после зарегулирования стока р. Дона (в системе отметок 1950 г.), см

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Дата наблюдений экстремума
Мысовое														
1926—1951	469	470	472	477	484	484	480	474	465	461	465	469	472	
	541	558	547	544	556	546	536	562	543	546	582	615	582	20 XI 1931
	396	380	379	415	438	426	429	376	419	455	386	410	355	16 X 1928
1952—1985	478	480	481	483	487	486	483	478	470	465	465	474	478	
	602	599	600	590	559	553	565	539	625	555	564	565	625	12 IX 1956
	406	401	427	432	426	437	417	408	403	402	405	406	401	23 II 1958
Керчь														
1915—1951	466	467	469	474	481	482	479	472	463	459	460	464	470	
	523	517	509	518	520	511	513	506	497	493	502	526	526	25 XII 1923
	419	417	430	425	450	442	445	436	431	427	428	429	417	11 II 1930
1952—1985	475	477	478	481	484	485	483	478	470	463	464	471	476	
	533	523	534	525	533	524	529	513	521	510	530	527	534	9 III 1970
	426	435	433	447	443	445	447	448	423	329	422	431	329	28 X 1969
Феодосия														
1915—1951	464	465	466	470	476	478	476	470	463	458	459	463	467	
	503	506	504	505	513	517	518	514	493	496	500	508	518	7 VII 1941
	410	418	428	436	447	451	447	445	434	418	422	427	410	26 I 1921
1952—1985	474	476	477	479	482	482	481	476	468	462	463	469	474	
	515	518	526	510	517	514	507	503	497	490	505	510	526	9 III 1970
	431	441	444	449	452	459	457	453	442	425	435	434	425	29 X 1969

Примечания: 1-я строка — средний уровень; 2-я строка — наибольший уровень; 3-я строка — наименьший уровень.

ния уровня моря были вызваны глубоким циклоном, пронесшимся со скоростью более 100 км/ч от Скандинавии через европейскую часть СССР на Украину и Азовское море. Скорость северо-западных и северных ветров, вызванных этим циклоном, достигала 38—40 м/с. Если раньше наибольшее суточное изменение уровня в Опасном составляло 91 см [53], то 28—29 октября 1969 г. за 6 ч уровень сначала повысился на 150 см, а затем понизился на 193 см (рис. 3.3). Характерно, что в предпроливном районе со стороны Черного моря (Феодосия) суточные колебания уровня не превысили 30 см.

Наиболее часто нагонные явления проявляются в северной части Керченского пролива при северо-восточном ветре, отличающемся наибольшей повторяемостью, силой и продолжительностью. Вообще ветры северных направлений в этом районе преобладают во все сезоны за исключением весны (табл. 3.2). Наиболее опасные условия для возникновения катастрофических подъемов уровня в южной части Азовского моря и Керченском проливе создаются при такой синоптической ситуации, когда у северного побережья Азовского моря наблюдаются северные ветры, у северо-западного побережья — северо-западные ветры и на юге моря — западные ветры. Пример такой ситуации разобран выше. В тех случаях, когда уровень на юге Азовского моря повышен вследствие предшествующего нагона, при действии ветров южной половины горизонта в северной части пролива может создаваться подпор, также приводящий к повышению уровня.

Преобладание ветров северных направлений над южными находит свое выражение в типовой схеме положения уровенной поверхности в системе Азовское море — Керченский пролив — Черное море (рис. 3.4). Осредненное положение уровенной поверхности в самом проливе показано на рис. 3.5.

В каждой конкретной ситуации при рассмотрении данных по уровню вдоль пролива обнаруживается более сложный характер изменений уровенной поверхности. Это связано со своеобразной морфометрией пролива и многоступенчатой деформацией нагонной волны в самом проливе.

Нагонная волна в проливе представляет собой сочетание поступательной и стоячей волны, т. е. может рассматриваться как поступательная с периодически изменяющейся амплитудой. Проникающая в пролив нагонная волна является поступательной, в которой, как известно, уровень находится в одной фазе со скоростью течения. В стоячей волне между колебаниями уровня и изменениями течений имеется постоянная разность фаз, равная 90°. В результате сложения этих двух систем волн в проливе возникает сложная система колебаний уровня.

Математическое описание изменения уровня и течения для приливных условий было дано В. А. Цикуновым [195] и интерпретировано для Керченского пролива Л. Н. Кропачевым [104].

Процесс изменения уровня как волновой системы может быть описан следующими выражениями:

$$C_1 = C^* \frac{1 + \alpha_1^2 - 2\alpha_1 \cos K^* x}{1 - \alpha_1^2};$$

$$C_2 = C^* \frac{1 + \alpha_1^2 + 2\alpha_1 \cos K^* x}{1 - \alpha_1^2}; \qquad (3.1)$$

$$t_1 - t_2 = \frac{T^*}{2\pi}\left[\operatorname{arctg}\left(-\frac{1-\alpha_1}{1+\alpha_1}\operatorname{ctg} K^* x\right) - \right.$$

$$\left. - \operatorname{arctg}\left(-\frac{1+\alpha_1}{1-\alpha_1}\operatorname{ctg} K^* x\right)\right], \qquad (3.2)$$

где C_1 и C_2 — скорости распространения линии максимальных уровней и вершины сложной волны соответственно; t_2 и t_1 — моменты прохождения максимального уровня и максимальной скорости течения; α_1 — коэффициент отражения волны ($0 \leqslant \alpha_1 \leqslant 1$); T^* — период волны, ч; $K^* = 2\pi/(TC^*)$; $C^* = F_n\sqrt{gH}$; C^* — скорость перемещения поступательной волны; F_n — горизонтальная составляющая приливообразующей силы, в нашем случае она заменяется силой ветра, обусловившей нагонное течение (при стационарном процессе); H — глубина, м.

Согласно полученным формулам, максимальное повышение уровня в районе лучности стоячей

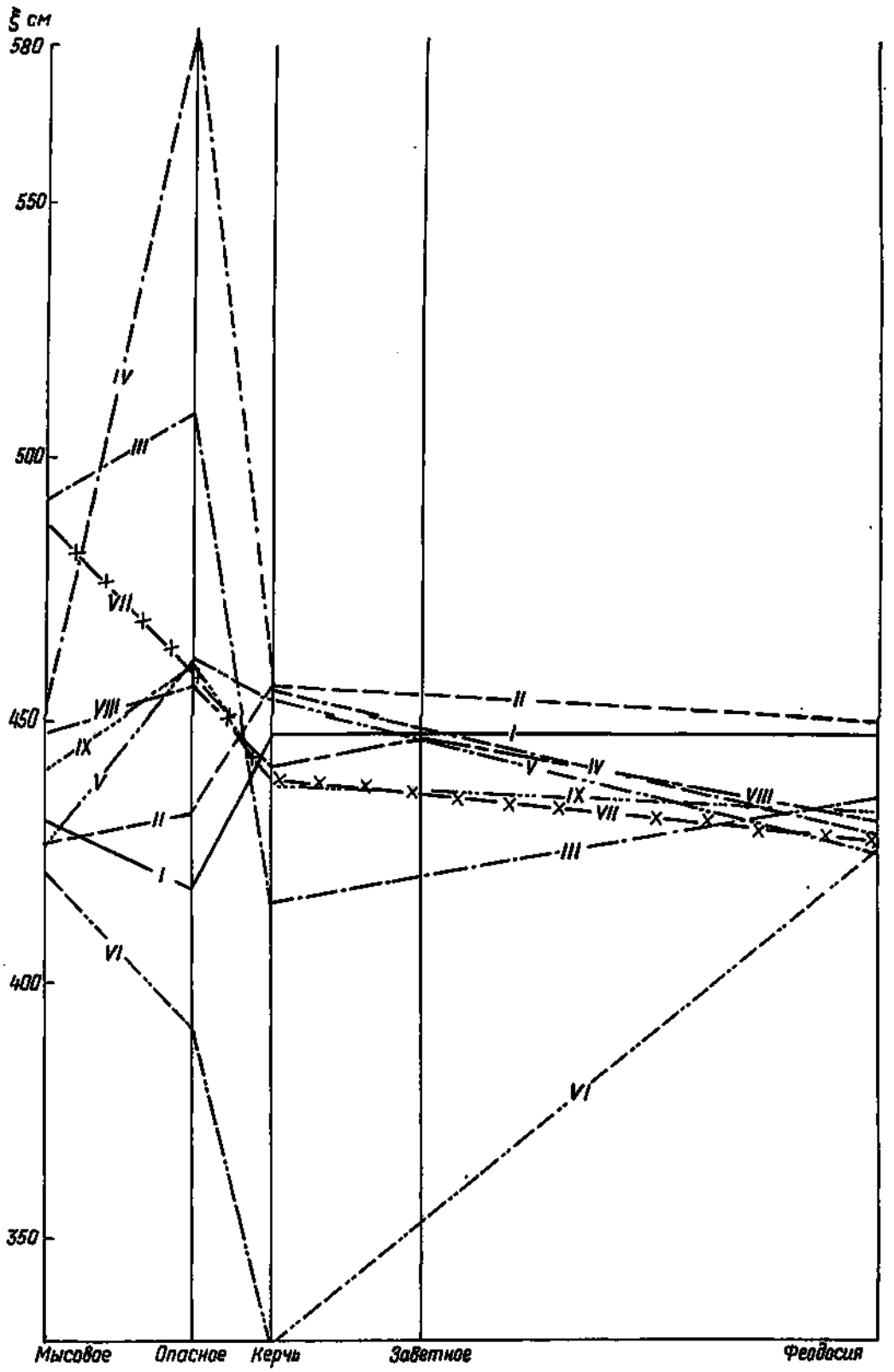


Рис. 3.3. Изменения уровенной поверхности в Керченском проливе.
I — отметка уровня в 12 ч. 28 октября 1969 г. и далее показано через каждые 3 ч.

Таблица 3.2

Средняя месячная повторяемость ветров северной и южной половины горизонта в районе Керченского пролива за 1952—1985 гг., сут

Направление	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Северное	18	16	18	14	14	14	16	18	18	18	17	17	16
Южное	12	12	12	15	17	16	14	12	11	12	12	14	13
Штиль	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

волны перемещается с большей скоростью, чем скорость поступательной волны в канале, а в районе узлов — с меньшей, т. е. отстает. Перемещение вершины сложной волны имеет противоположный характер. Учет этих изменений представляет наибольшую трудность и является одной из причин отсутствия хорошей количественной связи течений

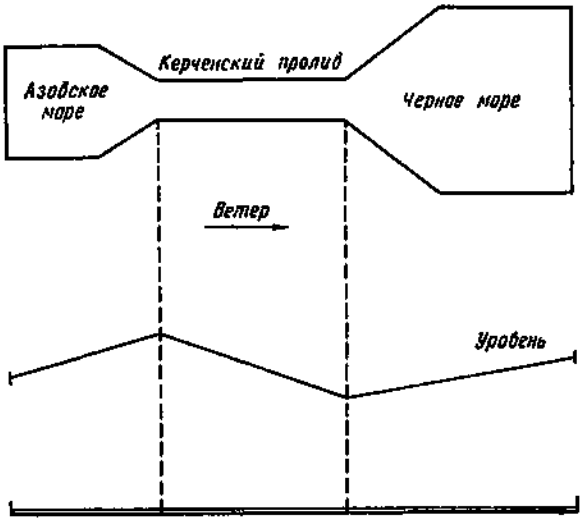


Рис. 3.4. Типовая схема положения уровня в системе Азовское море — Керченский пролив — Черное море.

и продольных уклонов в проливе между постоянными парами пунктов наблюдений при нестационарных условиях.

Многоступенчатая деформация нагонной волны в Керченском проливе осуществляется различно при действии ветров северной и южной половины горизонта. Входящая в пролив из Азовского моря волна (при действии ветров северной половины горизонта) достигает наибольшей высоты в северной узкости (район Опасного). Здесь происходит частичное отражение волны. Бо́льшая же часть ее проникает в центральный район пролива и далее через Павловскую узкость в южную. В центральной части пролива волна, частично отражаясь от косы Тузла, возвращается к северному берегу Керченской бухты, обусловливая некоторое повышение уровня в этом районе, запаздывающее по срокам с повышением уровня северной узкости. Отражаясь от косы, волна одновременно дает начало продольным сейшеобразным колебаниям.

При южных и юго-западных ветрах высота нагонной волны, идущей из Черного моря, увеличивается от входа в пролив (Заветное) до Павловской узкости. Здесь происходит частичное отражение волны от косы Тузла, что дает начало свободным колебаниям вод в южной части пролива, большая часть волны проникает через узкости в среднюю часть пролива. В центральной части пролива, в результате отражения нагонной волны от берега

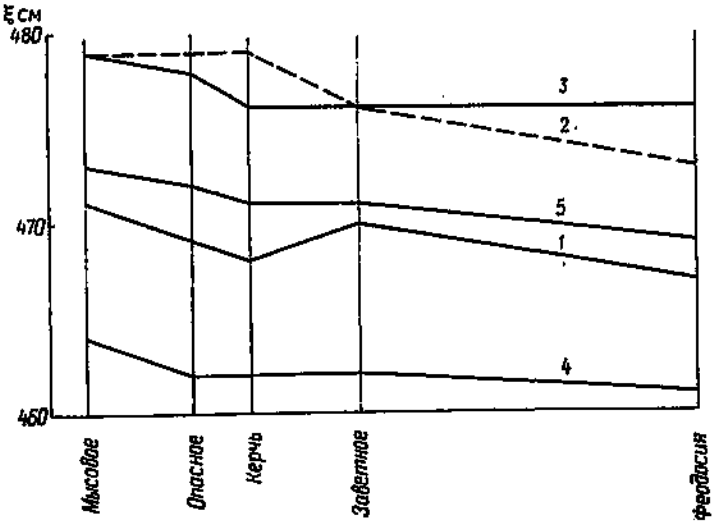


Рис. 3.5. Осредненные положения уровенной поверхности в Керченском проливе.
1 — зима; *2* — весна; *3* — лето; *4* — осень; *5* — за год.

в районе м. Еникале создается небольшой подпор уровня. Под действием южных ветров, сгоняющих воды у района Опасного, на концах северной узкости возрастает разность уровней по сравнению

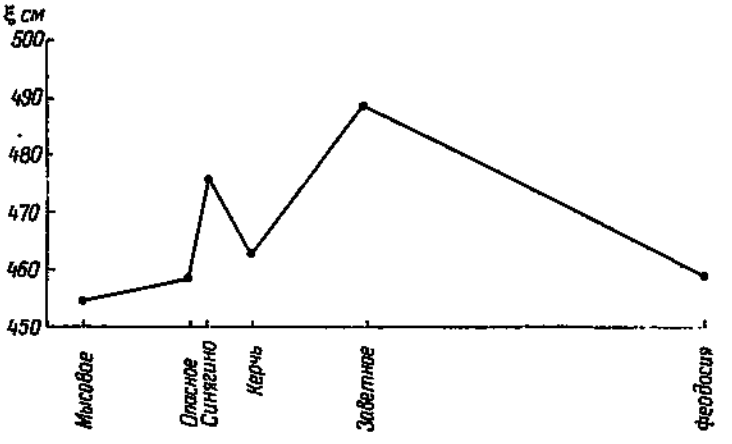


Рис. 3.6. Положение уровенной поверхности в Керченском проливе 27 ноября 1972 г. в 21 ч.

с общим уклоном между морями (рис. 3.6) и скорости течения в этом районе увеличиваются.

Анализ отдельных случаев действия сильных ветров позволил выявить характерные особенности изменчивости продольных уклонов, связанные со

сложной морфометрией пролива: 1) действие длительных, постепенно возрастающих по силе ветров, как правило, приводит к созданию значительных уклонов между Черным и Азовским морями с относительно равномерным изменением уровня вдоль пролива; 2) действие штормовых ветров, обусловливающих в продолжение небольшого промежутка времени перенос значительных масс воды в пролив, также приводит к созданию существенных уклонов на концах пролива, однако в самом проливе в это время в районах узкостей, как правило, образуются подпоры и положение уровенной поверхности на отдельных участках имеет наклон, противоположный общему уклону между морями. Подобные ситуации бывают кратковременными, продолжительность значительных разностей уровней на концах пролива (более 70 см) обычно не превышает 6—12 ч.

Иллюстрацией выводов, сделаниых выше, может служить изменение положения уровенной поверхности вдоль Керченского пролива во время шторма 28—29 октября 1969 г.

Анализ материалов наблюдений за уровнями вдоль пролива, выполненный за 6 лет (1963—1968), показал, что при осредненных данных за 24 ч уровни в проливе по абсолютным значениям не выходили за пределы уровней предпроливных районов в 82 % случаев (при сравнении срочных наблюдений — всего в 26 %).

Сложный характер морфометрии пролива обусловливает режим свободных колебаний уровня (сейши) в каждом районе пролива. Используя средние морфометрические данные отдельных частей пролива [4, 53], можно по формуле Мериана рассчитать периоды сейш

$$T_1 = 2l_1/\sqrt{gH}, \qquad (3.3)$$

где T_1 — период стоячей волны; l_1 — длина бассейна; H — глубина; g — ускорение свободного падения.

В результате расчетов получены следующие периоды сейш: центральный район 90 мин, южный район 44 мин, северный район 105 мин, совпадающие с данными фактических значений периодов, снятых с самописца уровня моря [104]. Основной вывод из анализа уровенных мареограмм заключается в том, что период сейшеобразных колебаний уровня в Керченском проливе не превышает 6 ч. Отмечаются сейши с периодами: 3; 2; 1,5 ч, 45 и 12 мин.

Материалы наблюдений на временных уровенных постах позволили уточнить амплитуду как поперечных, так и продольных сейш в проливе.

В северной узкости поперечные колебания уровня, вызванные сейшами, не превышают 12 см (установлено при штилевых условиях). Однако в центральной части пролива они могут достигать 17—18 см. Так как различные виды сейш часто интерферируют между собой, что особенно заметно в центральном районе, это создает весьма сложный рельеф уровенной поверхности [4]. В частности, сужение берегов Таманского залива и уменьшение глубины к его вершине, приводит к значительному увеличению амплитуды волны, которое может быть рассчитано по формуле Эри—Грина:

$$a = a_0(b_0/b_1)^{1/2}(H_0/H_1)^{1/4}, \qquad (3.4)$$

где a_0 — начальная амплитуда волны; b_0, H_0 — соответственно ширина и глубина у входа в залив; b_1, H_1 — ширина и глубина в вершине залива.

Выполненные оценки показывают, что амплитуда волны в вершине залива может возрастать более, чем в 4 раза, достигая 60—80 см.

Из приведенного анализа видно, что центральный район Керченского пролива играет роль определенного демфера в передаче колебаний уровня между северной и южной частями пролива.

В связи со сложным характером колебаний уровня в проливе при выполнении расчетов естественно возникает вопрос о периоде осреднения уровенных наблюдений. При исследовании стационарных процессов в самом проливе для исключения влияния сейшеобразных колебаний данные по уровню должны быть осреднены не менее чем за 12 ч. При переходе к предпроливным районам необходимо учитывать период сейшеобразных колебаний уровня в Азовском море. Исследования, выполненные в прошлые годы [76], показали, что период сейшеобразных колебаний уровня в Азовском море не превышает 23—24 ч. Следовательно, для получения устойчивых связей между уровнем и течениями желательно не менее чем среднее суточное осреднение полученных величин.

На рис. 3.7 показано положение уровенной поверхности в Керченском проливе для осредненных средних суточных уровней соответственно 23 и 27 мая 1963 г. при устойчивом продолжительном ветре от востока и северо-востока (*а*), от севера и северо-запада (*б*) и при устойчивых течениях из Азовского моря. Такое положение уровенной топографии пролива связано с определенными синоптическими условиями.

В течение последней декады мая 1963 г. циклоническая деятельность охватывала восточную часть Средиземного моря, Балканы и южные моря. Над остальной территорией Европейского континента наблюдался процесс антициклогенеза. Перемещение антициклона с севера европейской части СССР происходило по ультраполярной оси. В районе Керченского пролива отмечались устойчивые ветры северной половины горизонта силой 3—5 баллов с усилением 23 и 27 мая до 6—7 баллов.

Подобная синоптическая обстановка обусловила нагон в северной и центральной частях пролива и некоторый незначительный сгон в южной части. Разности уровней на концах пролива не превышали 8—10 см. Однако средняя суточная разность уровней между Мысовым и Феодосией 23 мая достигала +15 см.

На обеих картах видно, что действие ветров, направленных не по оси пролива, не приводит к значительному поперечному перемещению масс воды в узкостях пролива: средние суточные разности уровней на постах, лежащих на противоположных берегах пролива, не превышают 3—4 см. Это объясняется именно тем, что на картах средних суточных уровней были, по существу, исключены сейшеобразные колебания. Поэтому, как правило, средние суточные разности уровней поперек пролива невелики. В то же время анализ ежечасных положений уровенной поверхности показывает, что разности уровней поперек пролива могут достигать 25—30 см и более [4].

Для статистической оценки уклонов между морями были выбраны уровенные посты Мысовое и

Феодосия и выполнен подсчет повторяемости разностей уровней между этими пунктами по ежечасным наблюдениям по месяцам за период 1957—1970 гг. В общем за год, во все рассмотренные годы, преобладали положительные уклоны, т. е. уровень в Мысовом выше уровня в Феодосии.

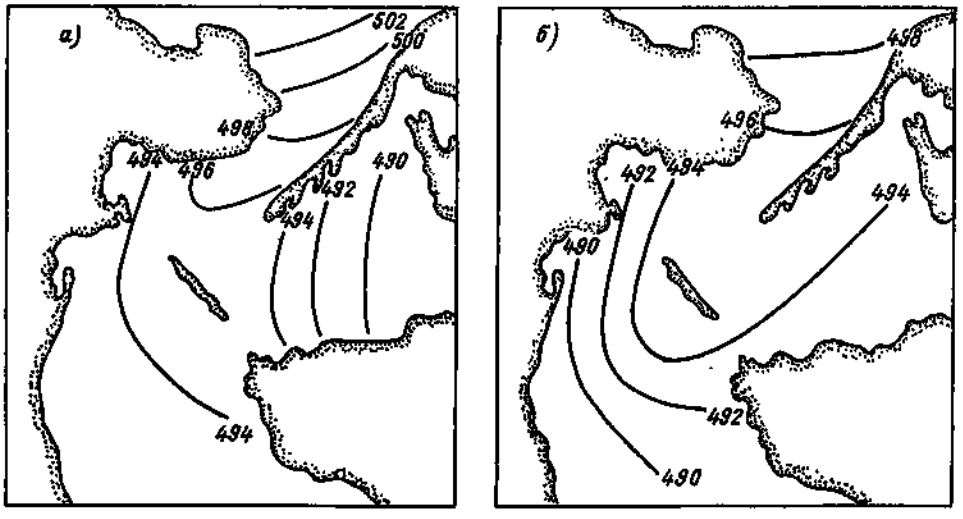


Рис. 3.7. Топография уровенной поверхности в Керченском проливе (средние суточные уровни), см.
а — 23 мая 1963 г.; *б* — 27 мая 1963 г.

В среднем в течение года положительные уклоны составляют 52,1 %, отрицательные — 43,6 %, случаи отсутствия уклонов — 4,3 % (табл. 3.3).

Наибольшую повторяемость имеет разность уровней до ±10 см (60—70 %). Наибольшие положительные разности (свыше 70 см) отмечаются, как правило, в холодную часть года. Наибольшие отрицательные разности уровней (до 65—70 см) наблюдаются довольно редко (1—4 случая за 15 лет) и в различные сезоны.

Общей закономерностью является преобладание летом небольших по абсолютному значению уклонов. Зимой и осенью, когда уровень наименьший и преобладают сильные и продолжительные ветры, положительные разности уровней достигают наибольшего значения, но и отрицательные уклоны, возникающие при соответствующих синоптических ситуациях, также велики.

Оценка экстремальных разностей уровней между Мысовым и Феодосией показала, что они могут превышать 165 см (табл. 3.4). Так, 12 сентября 1956 г. разность уровней Мысового и Феодосии составила 170 см (по данным дополнительных наблюдений). На Азовском море и северо-востоке Черного моря разразился шторм, обусловленный смещением развивающегося циклона с Балкан на Керчь—Туапсинский район. К 9 ч центр циклона с давлением около 1000 гПа находился несколько южнее Керченского пролива. Большие градиенты давления создавались вначале за счет падения давления (до 5 гПа за 3 ч) в центральной части циклона, а затем за счет его роста — в тыловой части. Характерная ветровая обстановка, сложившаяся над Азовским морем (сильные северные и северо-восточные ветры) и над северо-восточной частью Черного моря (очень сильные южные ветры), обусловила в продолжение 6—7 ч нагон и значительное повышение уровня в северной части Кер-

Таблица 3.3

Повторяемость разностей уровней между Мысовым и Феодосией, % общего числа ежечасных наблюдений

Разность уровней	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
Положительная	54,3	51,8	53,1	60,4	60,4	56,7	50,7	46,1	45,3	51,0	47,7	47,6	52,1
Отрицательная	42,0	44,1	42,2	35,0	34,7	38,9	43,6	48,9	50,7	44,9	49,0	48,9	43,6
Отсутствует	3,7	4,1	4,7	4,6	4,9	4,4	5,7	5,0	4,0	4,1	3,3	3,5	4,3

Таблица 3.4

Разности уровней между Мысовым и Феодосией, превышающие 100 см (1927—1985), см

Дата	1928 16 X	1939 30 XII	1956 12 IX	1958 21 III	1963 30 IX	1964 27 IV	1965 12 IV	1968 1 III	1969 4 I	1970 9 III	1979 20 II
Положительная разность уровней		152*	170*	120	105	104	102	118	119	112	104
Отрицательная разность уровней	107										

* — данные дополнительных наблюдений

Таблица 3.5

Среднее число дней в месяце с положительной, отрицательной и нулевой разностью уровней между Азовским и Черным морями

Разность уровней	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
Положительная	17,7	16,1	18,0	20,0	21,6	19,4	18,6	16,2	16,3	17,8	15,9	17,6	17,9
Отрицательная	12,2	11,1	11,7	8,6	7,8	9,0	10,6	12,9	12,5	11,7	12,9	12,2	11,1
Отсутствует	1,2	1,0	1,3	1,4	1,6	1,5	1,8	1,9	1,1	1,5	1,2	1,2	1,4

ченского пролива и на юге Азовского моря. Причем южные ветры у входа в пролив со стороны Черного моря хотя и не вызвали повышения уровня (колебания его в продолжение суток не превышали 15—20 см), однако препятствовали стоку вод через пролив и этим самым содействовали созданию подпора.

Подсчет внутригодового распределения осредненных средних суточных значений разности уровней между Азовским морем (Мысовое) и Черным морем (Феодосия) показал (табл. 3.5), что в средним многолетнем за месяц наблюдается 18 сут с положительными разностями уровней (57 %, или 208 сут за год), 11 сут с отрицательными разностями уровней (37 %, или 135 сут за год) и приблизительно 1,5 сут — отсутствие уклонов (6 %, или 22 сут за год). Этим обстоятельством и объясняется преобладание в проливе азовских течений над черноморскими.

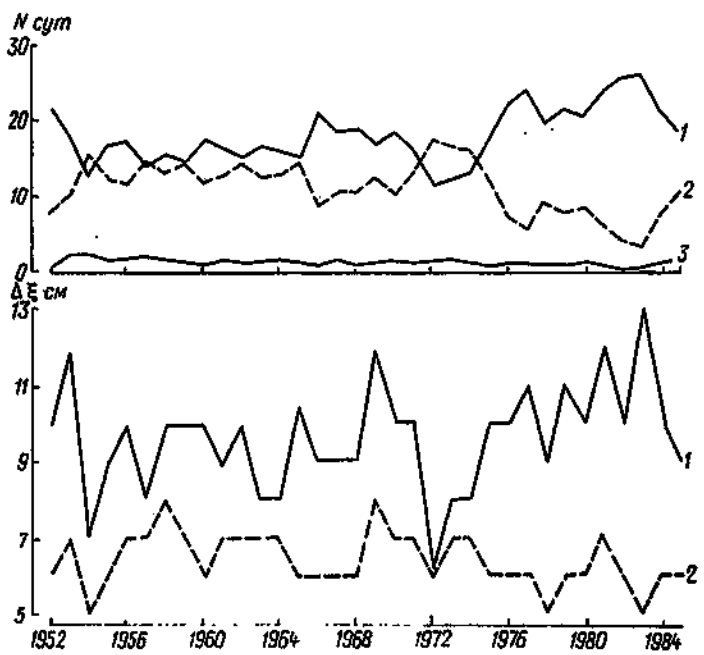


Рис. 3.8. Среднее за месяц число дней (N) в году с положительной (1), отрицательной (2) и нулевой (3) разностью уровней между Азовским и Черным морями и средние месячные по годам значения этих разностей ($\Delta\xi$).

Следует отметить, что в отдельные годы (рис. 3.8) и сезоны отклонения от приведенных выше средних могут быть значительными. Так, например, в большинстве сезонов 1972—1974 гг. уровень Черного моря был выше уровня в Азовском море. Эти изменения в режиме уклонов уровня являются следствием как аномалий в режиме речного стока, так и анемобарических условий.

Важной, с точки зрения разработки метода расчета течений и водообмена, является оценка роли ветра в создании уклонов в проливе. Совместный анализ данных наблюдений за ветром и уровнем в проливе показал, что местный ветер, как правило, не является главенствующим в создании уклонов. Однако при установившемся режиме уровня, когда знак уклона длительное время не меняется, местный ветер изменяет абсолютное значение уклона.

Количественную зависимость удалось получить для осредненной средней суточной разности уровней Мысовое—Феодосия ($\Delta\xi$ см) и средней за сутки проекцией ветра (w_α м/с) на ось 45—225° по пунктам: Мысовое, Феодосия, Анапа, Темрюк. Коэффициенты корреляции для низкого и высокого стояний уровня в проливе (по данным п. Опасное) соответственно равны 0,83 и 0,65.

Уравнения связи имеют вид:

при $\xi_{\text{оп}} < 450$ см $\quad \Delta\xi = 1{,}8w_\alpha + 0{,}9;$ (3.5)

при $\xi_{\text{оп}} > 490$ см $\quad \Delta\xi = 1{,}3w_\alpha + 1{,}8.$ (3.6)

Проекции ветра от северо-запада до юго-востока через восток придается знак плюс, а проекции ветра от юго-востока до северо-запада через запад — знак минус. Вход в уравнение делается с соответствующим знаком.

Как видно из уравнений (3.5) и (3.6), при скоростях ветра до 5—7 м/с полученные разности уровней незначительно отличаются друг от друга. Это явилось, очевидно, результатом того, что в наших случаях имелось расхождение в колебаниях уровня не более 60—80 см. По существу, для периодов среднего стояния уровня в Опасном практически можно пользоваться уравнениями со средними коэффициентами (свободный член с увеличением скорости ветра становится пренебрежимо мал по сравнению с первым членом).

При более значительном падении уровня, очевидно, коэффициент при w_α должен увеличиваться, а с ростом уровня — уменьшаться, как это и следует из наших выводов по оценке роли влияния ветра на изменение уровня. При штиле ($w = 0$) отмечается положительная разность уровней 1—2 см, что в среднем и наблюдается в действительности. На основании анализа продольных уклонов можно предположить, что с ростом уровня свободный член будет также расти, а с понижением — уменьшаться и, возможно, изменит знак (что может произойти, если пресная составляющая водного баланса Азовского моря станет отрицательной).

3.3.2. Характеристика переноса вод

Основная роль в формировании поля течений в Керченском проливе принадлежит ветру, господ-

ствующему над акваторией всего бассейна и над проливом, разности уровней на концах пролива, обусловленной сгонами и нагонами и различием в пресном балансе Черного и Азовского морей.

Азовского моря до северной узкости наблюдается постепенное увеличение скоростей азовского течения (от 10 до 40 см/с). Подобный процесс происходит в том случае, когда пропускная способность

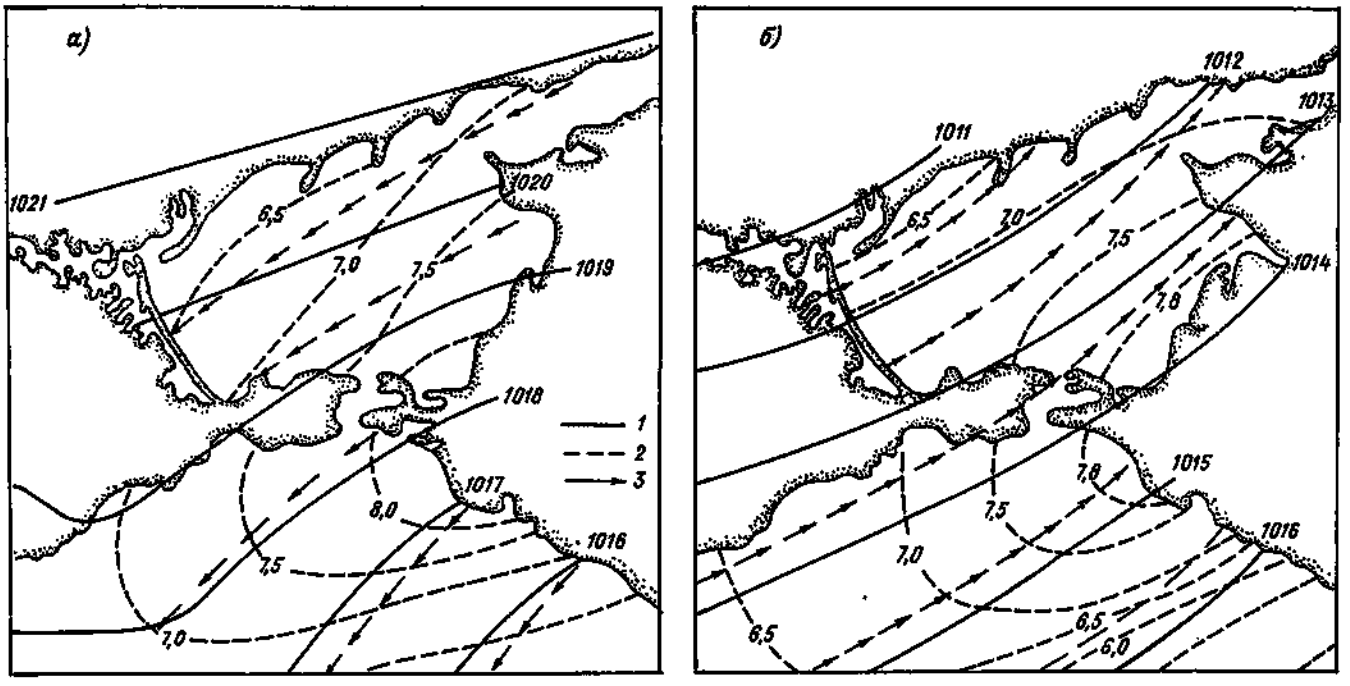


Рис. 3.9. Типовые поля ветра, соответствующие общему переносу вод в Керченском проливе из Азовского (*а*) и Черного (*б*) морей.

1 — изобары, гПа; *2* — изотахи скорости ветра, м/с; *3* — направление ветровых потоков.

Существование плотностного водообмена в Керченском проливе маловероятно. Рассчитанные градиенты давления в проливе малы и не превышают 0,05 г/см² на 1 км [53].

Многообразие типов течений в Керченском проливе условно может быть сведено к трем основным (по направлению переноса вод): устойчивое азовское — со стороны Азовского моря, устойчивое черноморское — со стороны Черного моря и неустановившееся смешанное, переменное по направлению и обычно слабое течение. Иногда могут наблюдаться одновременно двухслойные и двухсторонние течения, противотечения и другие, которые бывают зачастую резко выраженными и могут иметь значительную скорость. Однако повторяемость смешанных течений значительно меньше устойчивых.

Общее направление движения вод по проливу определяется перепадом уровней между Черным и Азовским морями у входов в пролив. Эти перепады как было показано, зависят от изменения анемобарических условий над морями. Перераспределение масс воды внутри пролива связано с особенностями морфометрии и с изменениями ветровых условий непосредственно над проливом.

Преобладающий перенос вод в проливе (47 % общего числа наблюдений) отмечается из Азовского моря в Черное при ветрах северных направлений (рис. 3.9 *а*, 3.10).

При действии ветров северных направлений, как было установлено, уровенная поверхность в проливе принимает наклон от Азовского моря к Черному. Формируется азовский тип течений. По мере продвижения от входа в пролив со стороны южной части района еще не исчерпана, а ответная реакция на прохождение дополнительных масс воды увязывается главным образом с увеличением скоростей потока. При резких высоких и кратко-

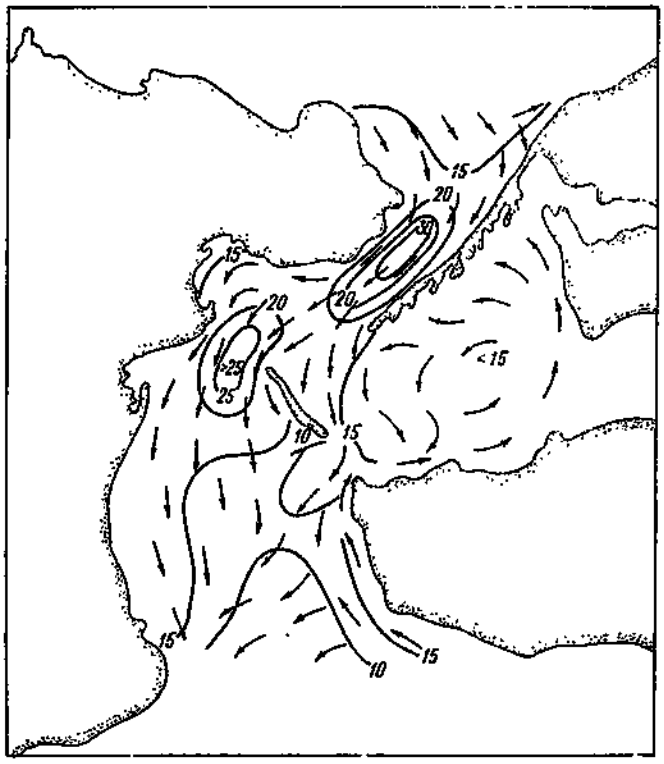


Рис. 3.10. Схема циркуляции вод в Керченском проливе — азовский поток, см/с.

временных нагонах со стороны Азовского моря северная узкость не успевает за короткий промежуток времени пропустить все излишки скапливающихся в этом районе вод, в то время как поступление их из Азовского моря продолжается. Однако увеличения скорости оказывается недостаточно для пропуска этих вод. Происходящий подъем и поперечный уклон уровня обусловливают образование поперечной циркуляции, противотечения (чаще всего в придонных слоях у Кавказского берега) и отток части вод в сторону Азовского моря.

Рис. 3.11. Схема циркуляции вод в Керченском проливе— черноморский поток, см/с.

В районе северной узкости отмечается значительное возрастание скорости течения (средние из наибольших скоростей — 70—80 см/с). По выходе из района узкости происходит распластывание волны. Большая часть потока направляется по уклону к Павловской узкости, часть струй движется в район Керченской бухты и Тузлинской промоины. Последняя дает начало циклоническому кольцу течений в Таманском заливе.

В районах Павловской узкости и Тузлинской промоины происходит увеличение скорости течения (до 40 см/с), связанное с особенностями морфометрии района. По выходе из узкости и промоины водные массы широким потоком устремляются в Черное море, обычно отклоняясь несколько к Крымскому берегу. Скорость течения по мере продвижения к выходу в море уменьшается (до 10 см/с).

При южных ветрах развивается, как правило, черноморский тип течений. На его долю приходится около 38 % случаев общего числа наблюдений (рис. 3.9 *б*; 3.11).

По мере продвижения от входа в пролив со стороны Черного моря к центральной части пролива скорость черноморского течения возрастает (от 10 до 40 см/с). На подходе к косе Тузла течение разветвляется на два потока, один из которых, более мощный, направляется в Павловскую узкость, а второй, значительно слабее, к Тузлинской промоине. В узкости и промоине скорости течения значительно возрастают. В случае если масса воды настолько велика, что увеличение скорости не может обеспечить полностью прохождение вод в центральную часть пролива, в результате подпора вод образуется противотечение, направленное вдоль косы и восточного побережья.

Пройдя узкость и промоину, черноморские воды заполняют центральную часть пролива. Главная струя течений направляется на север. При этом часть ее заходит в Керченскую бухту. Поток, прошедший Тузлинскую промоину, совершает сложную циркуляцию в Таманском заливе. Однако бóльшая часть его также устремляется на север. В районе подходов к северной узкости происходит слияние всех струй, образующее мощный поток несколько трансформированных черноморских вод. Создающийся в районе м. Еникале подпор уровня обусловливает рост уклонов на концах узкости и в результате этого скорости течения значительно возрастают (средние из наибольших скоростей 70—80 см/с). Пройдя северную узкость, течение теряет свою интенсивность и выходит в Азовское море.

При смене поля ветра, либо в тех случаях, когда над районом наблюдается малоградиентное поле атмосферного давления, в проливе отмечаются смешанные течения переменных направлений, повторяемость которых около 15 %.

Используя типовые поля ветра, построенные в СО ГОИНе, были выполнены расчеты течений в Керченском проливе по нестационарной гидродинамической модели для мелкого моря. Получены схемы интегральной циркуляции вод [22], в целом сходные с представленными выше. Основные различия отмечены для восточных ветров. По данным наблюдений из 170 съемок азовских течений в 20 случаях перенос вод в Черное море осуществлялся при восточном поле ветра. По результатам моделирования при восточных ветрах в проливе отмечаются черноморские течения [22], т. е. поток вод направлен из Черного моря в Азовское. Вопрос этот требует дальнейшего уточнения, однако необходимо напомнить, что в целом для этого района повторяемость восточных ветров со скоростью 15—20 м/с, для которых приведены расчетные данные, невелика (менее 3 %).

Описанная выше типовая циркуляция устойчивых течений в Керченском проливе в каждом конкретном случае имеет свои особенности. Одна из них — циклонический вихрь у входа в пролив со стороны Азовского моря, зарегистрированный при съемке течений с помощью аэрометодов (рис. 3.12). Подобная ситуация возникла при действии северных ветров, когда в предпроливном районе Азовского моря существовал уклон уровня от Темрюка к Мысовому, при общей направленности течений в Керченском проливе из Азовского моря в Черное. Часть азовских вод, входящих в пролив у Крымского побережья, следуя приблизительно по 9-метровой изобате, описывает циркуляцию и выходит вновь в Азовское море вдоль восточного побережья. Следует отметить, что из 18 съемок течений этого

района, выполненных с помощью аэрометодов, циклонический вихрь у входа в пролив со стороны Азовского моря отмечен только 1 раз (возможно это результат того, что авиасъемки проводились в основном по поперечным разрезам через пролив). В то же время, учитывая, что гидрометеорологические ситуации, подобно той, что возникла 24 сентября 1969 г., когда при превышении уровня в Тем-

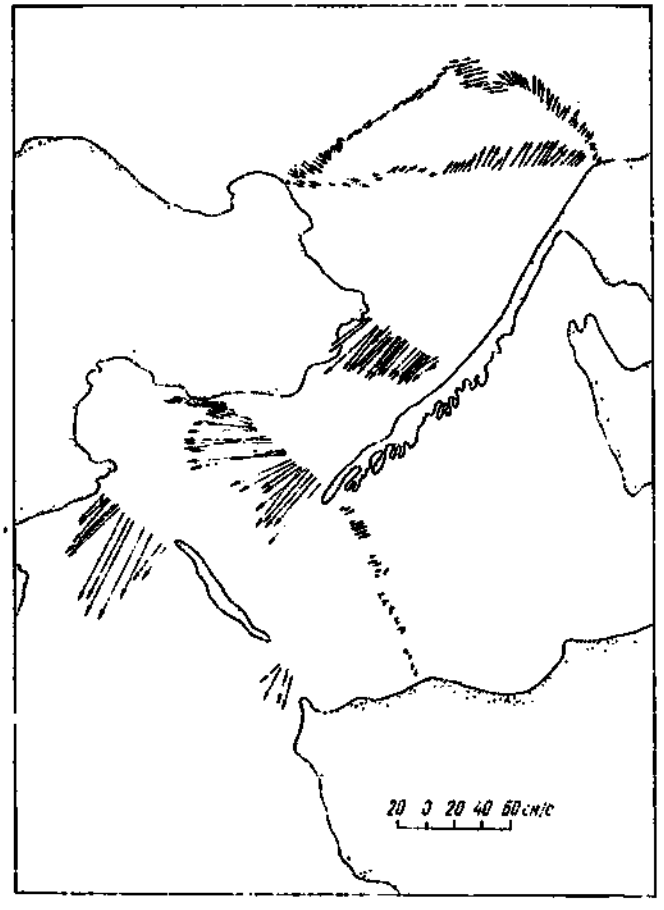


Рис. 3.12. Схема течений в Керченском проливе по данным авиасъемки 24 сентября 1969 г.

рюке над Мысовым почти на 10 см произошел поворот ветра от северо-северо-запада к северу и северо-востоку, бывают нередко, можно высказать предположение, что циклонический вихрь в этом районе также не случайное явление.

Основная струя течений в большинстве случаев направлена по оси пролива. Лишь под воздействием поперечных проливу ветров стрежень течения может смещаться к одному или другому берегу. Устойчивость течений в значительной мере зависит от направления ветра в самом проливе. Смена основных типов течений происходит обычно при смене соответствующих ветров. Во время смены течений, когда в проливе одновременно наблюдаются два потока, черноморские течения, как правило, отмечаются у Кавказского берега и у дна, азовские — у Крымского и на поверхности.

Течения в Керченском проливе отличаются большой изменчивостью по направлению [3, 7, 86]. Даже в северной узкости, где наблюдаются наиболее устойчивые течения, по данным самописцев БПВ, установленных на жестком неподвижном основании, установившиеся течения могут изменять свое направление в течение часа до 60—80° (при скорости потока от 10 до 65 см/с, табл. 3.6). Значительная изменчивость направления течений в широких частях пролива обусловила сложную вертикальную эпюру осредненной скорости (рис. 3.13).

Таблица 3.6

Изменчивость направления течения в Керченском проливе. Горизонт 3,5 м, глубина места 7,5 м

Скорость ветра, м/с	Изменчивость направления течения за 1 ч *				
	5—20	21—40	41—60	61—80	≥81
5	50/37,6	48/36,1	35/26,3	0/0	0/0
6—10	71/26,2	152/56,1	43/15,9	5/1,8	0/0
11	19/26,8	22/31,0	26/36,6	4/5,6	0/0

Примечание. Числитель — число случаев; знаменатель — %.

В то же время для узкостей характерна однонаправленная эпюра осредненной скорости течения.

Наиболее продолжительными течениями в проливе являются азовские. По данным самописцев отмечены случаи действия непрерывных азовских течений до 300 ч, черноморских — до 200 ч.

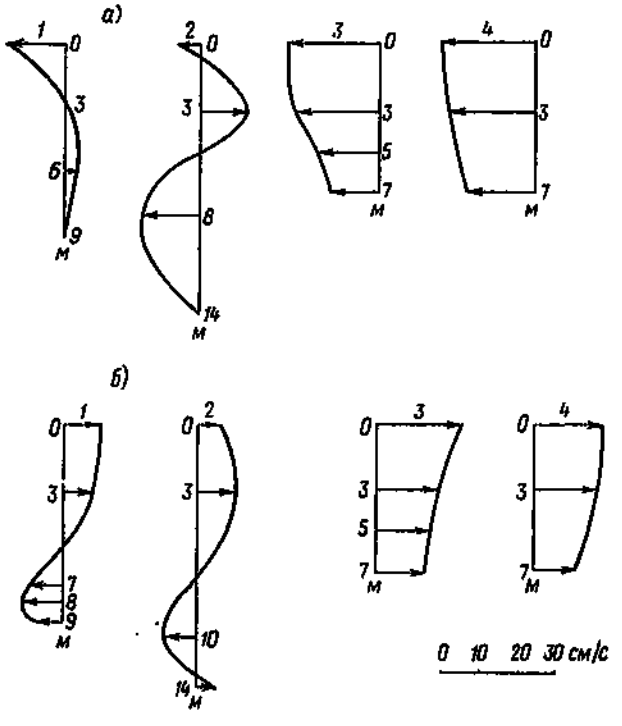


Рис. 3.13. Типичные вертикальные эпюры средней скорости течений в Керченском проливе.

а — черноморские течения; *б* — азовские течения; *1* — разрез м. Хрони — м. Ахиллеон; *2* — разрез м. Такиль — м. Панагия; *3* — Павловская узкость; *4* — разрез п. Крым — п. Кавказ.

Период непрерывного действия смешанных течений в среднем равен 6—10 ч. Однако отмечаются циклы следующих друг за другом периодов смешанных течений, когда преобладающий поток не успевает вытеснить противоположный по знаку (при частой смене синоптической ситуации), и последний развивается в преобладающий.

3.3.3. Структура течений

Сложность и многообразие причин формирования течений в проливе приводит к их большой изменчивости в пространстве и во времени. При этом каждый отдельный вектор течений на фоне большой совокупности векторов, определенных в какомнибудь районе или в отдельной точке за длительный промежуток времени, оказывается возможным рассматривать как случайную величину, принимающую то или иное значение в зависимости от случайных обстоятельств [1, 95].

Расчеты статистических характеристик течений (продольной составляющей) были выполнены [7] для пяти характерных районов (сечений) пролива: м. Хрони — м. Ахиллеон (вход в пролив со стороны Азовского моря), п. Крым — п. Кавказ (северная узкость), Павловская узкость, Тузлинская промоина и м. Такиль — м. Панагия (выход из пролива в Черное море).

Расчет выполнялся по общеизвестным формулам математической статистики (табл. 3.7). Все расчеты производились отдельно для азовского и черноморского потоков. Использовались наблюдения за течениями, полученные с помощью самописцев БПВ, установленных на автономных буйковых станциях (дискретность наблюдений 5—10 мин). Из всех рядов наблюдений отбирались такие, которые соответствовали наиболее характерным устойчивым атмосферным ситуациям. Дополнительным критерием стационарности процесса служили оценки устойчивости направления течения: отбирались ряды с однонаправленными течениями за период более 1 сут (азовский и черноморский потоки). Надежность полученных средних оценена путем вычисления ошибки среднего значения и нахождения доверительного интервала средних скоростей течения при 5 %-ном уровне значимости.

Во всех районах Керченского пролива средняя скорость черноморского течения несколько выше скорости азовского потока (рис. 3.14). В южной части пролива скорости обоих потоков незначительно ниже, чем в северной. Это связано, прежде всего, с условиями морфометрии пролива и трансформацией нагонной волны, приводящей к особенностям топографии уровенной поверхности, описанным в предыдущем разделе.

Наиболее вероятное значение скорости течения (наибольшая повторяемость $\hat{u}$) оказалось для районов широких частей пролива меньше средней скорости. Кривые распределения вытянуты в сторону бóльших скоростей (несимметричны).

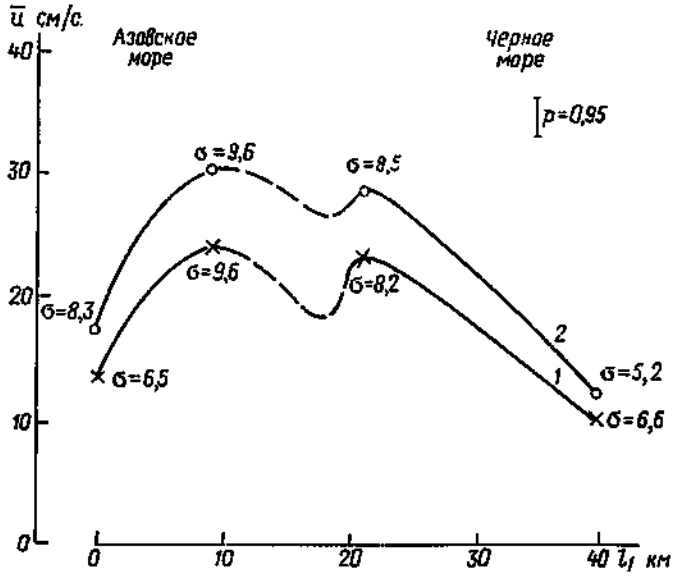


Рис. 3.14. Осредненные профили средней скорости течения вдоль Керченского пролива.
1 — азовский поток; *2* — черноморский поток.

Разброс значений скорости течения около ее средней, характеризующийся средним квадратическим отклонением (а также и коэффициентом вариации), указывает на большую изменчивость течений во всех районах пролива.

Различия между статистиками для районов узкостей и широких частей пролива говорят о том, что необходимо учитывать морфометрические характеристики пролива при исследовании течений. Функ-

Таблица 3.7

Статистические характеристики поля течений в Керченском проливе

Район (разрез)	N	$\bar{u}$ см/с	$\sigma_{\bar{u}}$ см/с	σ^2 см^2/с^2	σ см/с	$\hat{u}$см/с	R_1 см/с	C_v
Азовский поток								
м. Хрони — м. Ахиллеон	499	13	0,29	42,6	6,5	8	35	0,51
п. Крым — п. Кавказ	506	24	0,43	92,6	9,6	18	50	0,40
Павловская узкость	214	23	0,56	66,0	8,2	23	40	0,36
Тузлинская промоина	194	21	0,77	116,1	10,8	18	55	0,51
м. Такиль — м. Панагия	217	10	0,45	43,6	6,6	9	25	0,66
Черноморский поток								
м. Хрони — м. Ахиллеон	685	17	0,32	68,4	8,3	19	40	0,49
п. Крым — п. Кавказ	794	30	0,34	91,3	9,6	28	60	0,32
Павловская узкость	344	28	0,47	72,2	8,5	23	45	0,30
Тузлинская промоина	808	27	0,34	100,2	10,0	25	60	0,37
м. Такиль — м. Панагия	186	12	0,38	27,2	5,2	13	30	0,43

Примечание. N — число членов ряда; $\bar{u}$ — средняя арифметическая скорость течения; $\sigma_{\bar{u}}$ — средняя ошибка вычисления среднего значения скорости; σ^2 — дисперсия; σ — среднее квадратическое отклонение ряда; $\hat{u}$ — наиболее вероятное значение скорости; R_1 — размах значений элемента в совокупности; C_v — коэффициент вариации.

ции распределения скоростей течений в районах узкостей и широких частей пролива различаются между собой. Для широких частей пролива они близки к закону распределения Максвелла при двумерном рассеивании, который описывается выражением

$$f(u) = \sigma_0^{-2} u \exp\left[-u^2/(2\sigma_0^2)\right], \qquad (3.7)$$

где σ_0 — параметр распределения, связанный со средним значением модуля скорости и средним квадратическим отклонением следующими соотношениями:

$$\bar{u} = 1{,}253\sigma_0; \quad \sigma_0 = \sigma/0{,}655. \qquad (3.8)$$

настоящей работы, то ниже даются лишь те разъяснения, без которых невозможен анализ получаемых материалов расчетов.

Основными факторами, определяющими динамику течений пролива, являются колебания уровня, ветер и сейши. Они и определяют характерные масштабы явлений. Хотя периодичность изменчивости их, как было показано, различна, горизонтальные возмущения, возникающие в проливе, имеют временные масштабы не более суток. Длиннопериодные колебания за счет сезонного и годового хода крупномасштабных процессов не рассматривались из-за недостаточной длительности рядов наблюдений.

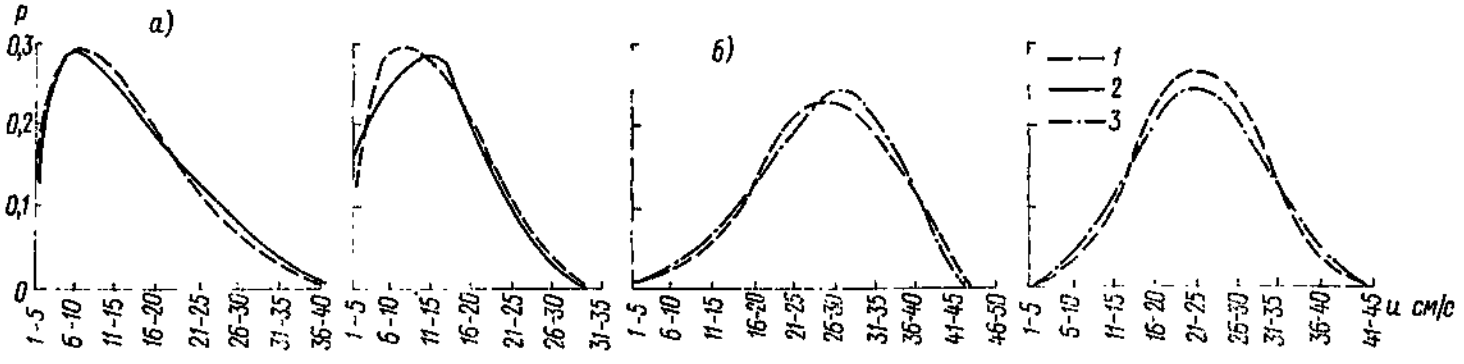


Рис. 3.15. Функции распределения скорости течения для черноморского (слева) и азовского (справа) потоков на разрезе от м. Хрони до м. Ахиллеон (*а*) и в Павловской узкости (*б*).

1 — эмпирическое распределение; *2* — теоретическое распределение Максвелла; *3* — закон нормального распределения.

Для районов узкостей можно принять, что кривые распределения составляющих скорости течения не противоречат нормальному закону распределения

$$f'(u) = (2\pi)^{-1/2}\sigma^{-1}\exp\left[-(u-\bar{u})^2/(2\sigma^2)\right]. \qquad (3.9)$$

Сравнение рассчитанных по формулам (3.7) и (3.9) кривых с функциями распределения скоростей течений, полученных экспериментально, показывает достаточно хорошее совпадение (рис. 3.15). Известно, что применение закона распределения Максвелла, вытекающего из закона кругового рассеивания Релея, требует допущения, что все направления движения равновероятны и что вероятность одной из составляющих вектора не зависит от значения другой составляющей. Очевидно, что это условие в проливе не выполняется. Однако, как было показано в работах [54, 95, 97, 116 и др.], закон Максвелла с достаточной для практики точностью можно использовать для описания распределения скоростей ветра и течений и в тех случаях, когда рассеивание векторов не подчиняется круговому нормальному закону на плоскости.

Для оценки средних масштабов явлений, формирующих основные поля течений в проливе, и учета вклада возмущений с временным масштабом менее радиуса корреляции в общую энергию процесса, выполнены расчеты корреляционной и структурной функций, а также функции спектральной плотности.

Так как подробное изложение принципов оценки вероятностных характеристик, расчетные формулы и погрешности, возникающие за счет ограниченности рядов наблюдений, приведены во многих работах [140, 196, 199], а также в разделах 1.5 и 2.4

Были приняты периоды осреднения, равные 6, 12 и 24 ч. Максимальный временной сдвиг определялся из условия $m_1 \approx N_x/10$. Для практических целей использовано понятие радиуса корреляции τ_{R_0} как интервала времени перехода корреляционной функции $R(\tau)$ через 0. Учтверенный радиус корреляции дает представление о времени наибольшего возмущения поля течения [174]. Временной интервал $\tau_{R=0.5}$ соответствует времени наиболее характерных возмущений.

Для обработки были отобраны ряды наблюдений за течениями в широких частях и узкостях пролива в июне—июле 1962 г. и мае—июне 1963 г. Корреляционный и спектральный анализ выполнены для продольной составляющей течения (проекции на ось пролива). Предварительно была проведена операция сглаживания ряда с помощью косинус-фильтра [199].

Техника сглаживания заключалась в умножении исходного ряда наблюдений на сглаживающую функцию с одновременным скользящим осреднением. Этой операцией подавлялись колебания, период которых меньше периода сглаживания.

После выполнения операции вычитания из исходного ряда наблюдений отфильтрованных (сглаженных) данных, был получен новый ряд, в котором и исследовались колебания с периодом времени существования вихрей от $\Delta t = 20$ мин до T_0.

Оценка значимости колебаний, выявленных по корреляционной функции $R(\tau)$, определялась расчетом доверительных [176] интервалов

$$\tau_l = \text{th}\{0{,}5\ln[(1+r_s)/(1-r_s)] \pm u_\alpha/\sqrt{n_{эф}-3}\}, \qquad (3.10)$$

Таблица 3.8

Основные характеристики корреляционной, структурной функции и спектральной плотности течений в Керченском проливе

Разрез	$R(\tau)$					
	$\tau^{6}_{R_0}$	$\tau^{12}_{R_0}$	$\tau^{24}_{R_0}$	$\tau^{6}_{R=0,5}$	$\tau^{12}_{R=0,5}$	$\tau^{24}_{R=0,5}$
п. Крым — п. Кавказ	0,47	1,7	4,4	0,2	0,3	0,5
м. Такиль — м. Панагия	0,33	1,4	1,7	0,2	0,4	0,2

Разрез	$M(\tau)$					
	τ^{6}_{M}	τ^{12}_{M}	τ^{24}_{M}	M^{6}_{max}	M^{12}_{max}	M^{24}_{max}
п. Крым — п. Кавказ	1,7	2,0	6,0	15,6	23,7	24,5
м. Такиль — м. Панагия	1,7	2,0	2,0	4,9	5,8	6,6

Разрез	$S(\omega)$					
	T^{6}_{max}	T^{12}_{max}	T^{24}_{max}	S^{6}_{max}	S^{12}_{max}	S^{24}_{max}
п. Крым — п. Кавказ	3,5	7,0	15,7	7,3	20,0	40,0
м. Такиль — м. Панагия	7,0	3,5	3,5	3,3	6,3	6,9

Примечание. τ, M, T — в часах.

где r_s — выборочный коэффициент корреляции, равный 0,5; $u_\alpha = 0{,}0627$ — параметр нормального распределения для заданного уровня значимости $\alpha = 0{,}95$; $n_{эф} = N_x/n_R$; N_x — общее число членов ряда; n_R — число временных интервалов (точек), умещающихся в радиусе корреляции; знак (+) относится к верхнему пределу, знак (—) — к нижнему.

Доверительные пределы (для уровня значимости 5 %), нанесенные на график, указывают на значимость основных колебаний на кривых $R(\tau)$ с периодом осреднения T_0, равным 12 и 24 ч.

Основные характеристики корреляционных и структурных функций, а также функции спектральной плотности течений в Керченском проливе приведены в табл. 3.8.

Анализ этих функций (табл. 3.8, рис. 3.16—3.18) позволяет сделать некоторые общие выводы о временной изменчивости пульсаций полей течений в Керченском проливе.

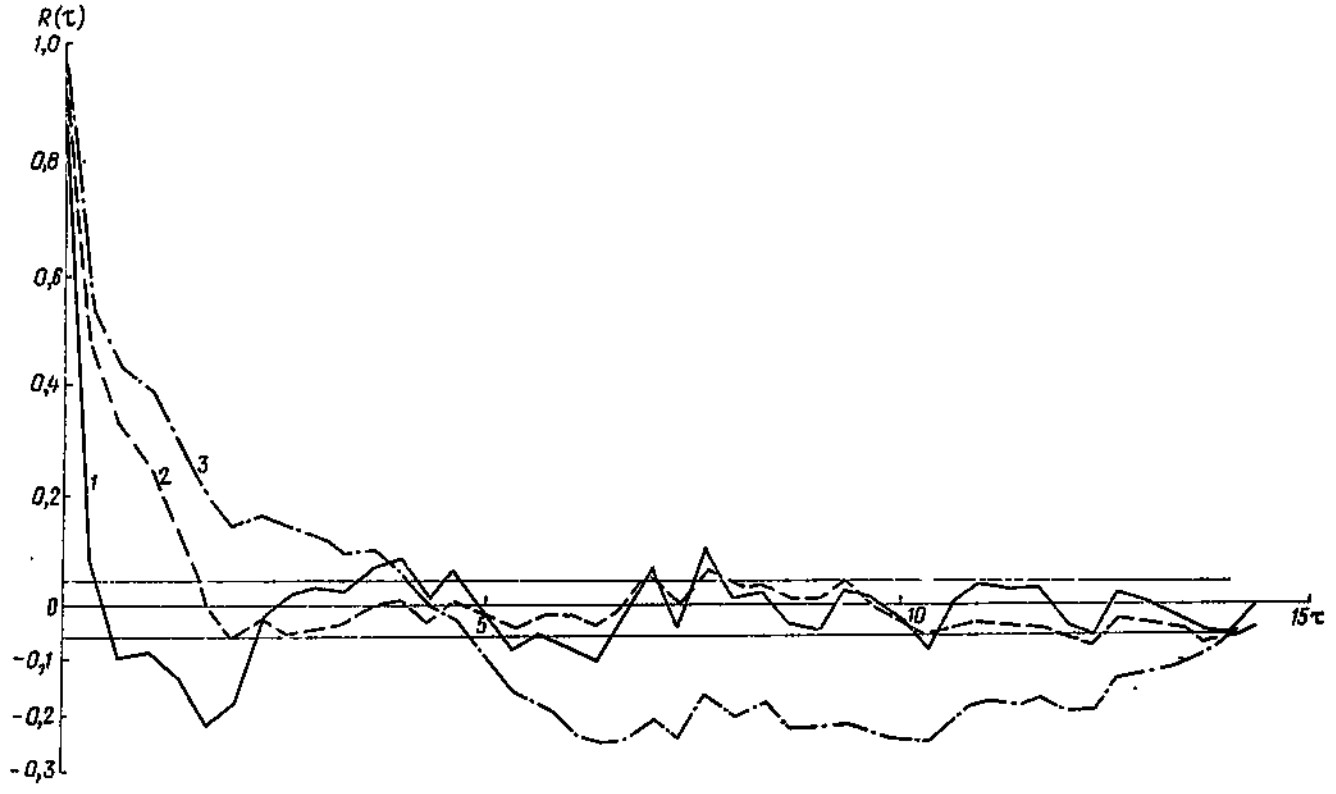


Рис. 3.16. Корреляционная функция скорости течения на разрезе п. Крым — п. Кавказ.
$1 - T_0 = 6$ ч; $2 - T_0 = 12$ ч; $3 - T_0 = 24$ ч; $\Delta t = 20$ мин, $N = 430$; $m_t = 13$.

Увеличение периода осреднения (сглаживания) T_0 приводит к более медленному затуханию автокорреляционных кривых. Так, при $T_0 = 6$ ч корреляция уже при сдвиге на 2—3 расчетные точки практически пропадает. Корреляционные кривые остаются близкими к нулю, испытывая в основном «шумовые» колебания, обусловленные погрешностями расчета. С ростом T_0 в корреляционных кривых начинает обнаруживаться периодичность и замедляется затухание корреляционных функций.

В то же время обращает на себя внимание резкое падение коэффициентов корреляции до 0,2—0,3 для малых τ при всех принятых периодах осреднения, указывающее на сравнительно слабую связь между значениями компонента скорости в два последовательных момента времени. Очевидно, эта особенность является характерной для большинства прибрежных и мелководных районов. По мнению некоторых авторов [174, 175], это результат влияния дна и берегов, а также волнения, приводящих к мелкомасштабным пульсациям поля скоростей.

Время наибольшего возмущения поля течений (или существенный период колебания [174] в зависимости от принятого T_0) колеблется от 1 до 17,5 ч. Это указывает на вклад различных сил в общую энергию вихреобразования потока. Так, возмущения с периодом 17,5 ч могут носить инерционный характер, т. е. указывать на проникновение в пролив волн с периодом, равным периоду маятниковых суток. Колебания с периодом 1—2 ч, очевидно, результат сейшеобразных колебаний, играющих в проливе значительную роль. Как было показано, период колебаний сейш в проливе по расчету для северного района равен 105 мин, в южной части — 44 мин. В колебания поля течений с периодом 4—7 ч наибольший вклад вносит ветер.

Рассмотрение кривых спектральной плотности подтверждает в основном приведенные выводы из корреляционного анализа. Распределение энергии по спектру соответствует выделенным при корреляционном анализе масштабам пульсаций. Наибольшие выбросы спектральной плотности связаны

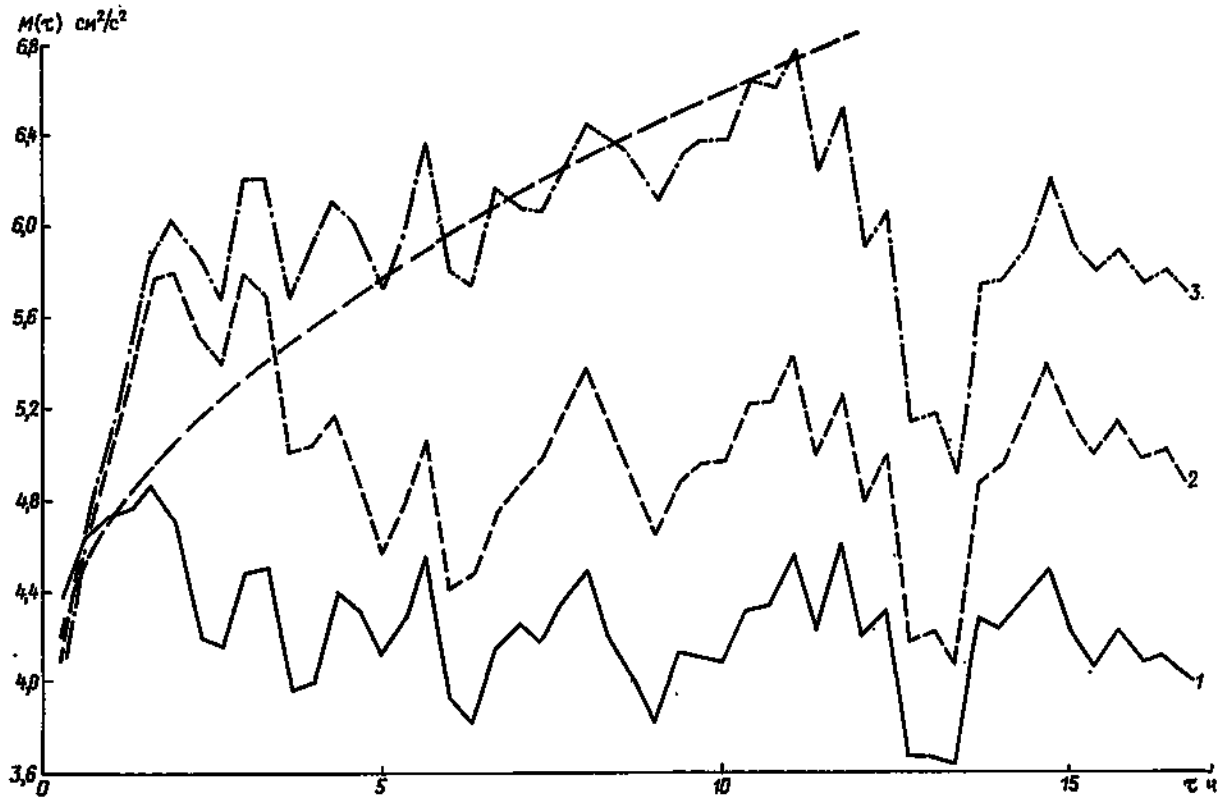


Рис. 3.17. Структурная функция скорости течения на разрезе м. Такиль — м. Панагия.
$1 - T_0 = 6$ ч; $2 - T_0 = 12$ ч, $3 - T_0 = 24$ ч. $\Delta t = 20$ мин, $N = 514$; $m_1 = 50$.

с длиннопериодными колебаниями 5—10 ч, и колебаниями с периодом 1—2 ч. Именно эти частоты несут основную энергию.

При рассмотрении кривых спектральной плотности видно, как с увеличением периода сглаживания T_0 происходит возрастание спектральной плотности и некоторая деформация спектра с перемещением максимума энергии в сторону более низких частот. Незначительная деформация спектра может быть результатом слабого «срабатывания» ядра сглаживания, примененного нами.

Следует отметить еще одну особенность функции спектральной плотности — наличие достаточно острых пиков (максимумов). Из теории следует, что в данном случае исследуемый процесс должен иметь характер колебательного движения с относительно постоянным периодом и слабо меняющейся амплитудой. В нашем случае это могли быть инерционные и сейшевые колебания.

Для оценки пространственных масштабов вихревых образований в проливе и перехода от временных масштабов к пространственным используем гипотезу «замороженной турбулентности», что может быть оправдано при относительной малости энергии пульсационных скоростей по сравнению с энергией среднего течения [140]. Согласно этой гипотезе временной масштаб вихрей связан

с пространственным масштабом выражением $l^* = \bar{u}t$, где l^* — пространственный масштаб вихря; $\bar{u}$ — скорость переноса турбулентных вихрей осредненным потоком; $t < T_0$ — время жизни интересующего нас вихря.

В соответствии с данными табл. 3.7 получаем пространственные размеры наиболее часто повторяющихся вихрей: для района северной узкости

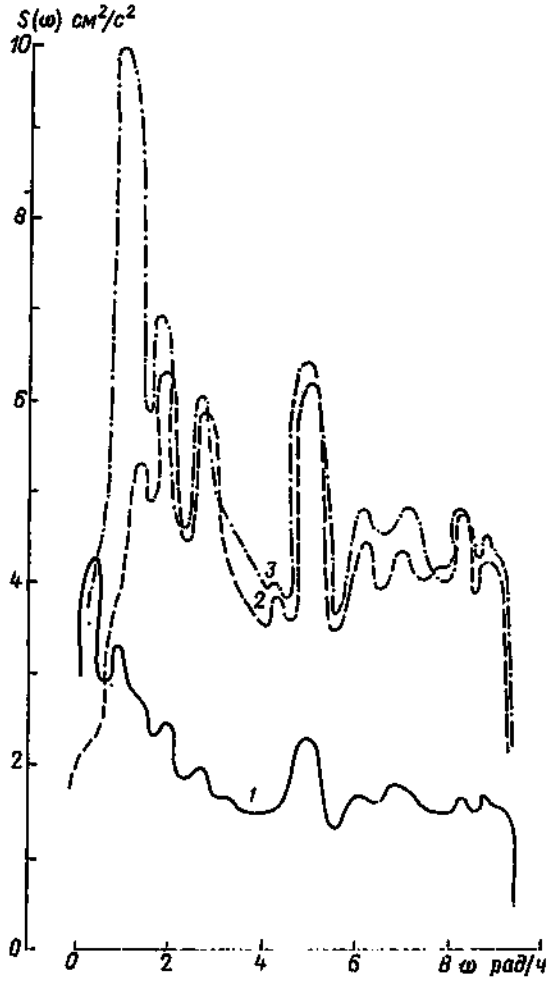


Рис. 3.18. Функция спектральной плотности скорости течения на разрезе м. Такиль — м. Панагия.
Усл. обозначения см. рис. 3.17.

4—6 км, для южной части пролива 1—2 км. Масштаб рассмотренных возмущений близок к характерному масштабу горизонтальных вихревых образований для прибрежных районов и увязывается с морфометрическими характеристиками пролива.

Процесс распада вихрей и передачи энергии от более крупных к мелким просматривается на рис. 3.17, где наклон спектральной кривой после максимума в полосе частот 0,4—0,6 $ч^{-1}$ подчиняется «закону 5/3». При переходе к более высокочастотным колебаниям мы обнаруживаем более быстрое уменьшение энергии, чем это следовало бы из «закона 5/3». Характерно, что подобная картина отмечается и в других прибрежных районах моря [140]. Этим самым еще раз подтверждается предположение [174] о дискретных участках энергоснабжения морских течений. Наблюдающиеся вторичные максимумы на спектральной кривой могут свидетельствовать о вкладе ветра в общую систему энергоснабжения моря. Разрушению вихрей и их деформации способствует своеобразие морфометрии района. Близость дна и берегов создает большие горизонтальные сдвиги в поле скорости, что приводит к деформации вихрей.

Оценка диссипации энергии по каскаду вихрей рассматриваемого масштаба для изучаемого района выполнена по структурной функции.

Согласно работе [140], структурная функция поля турбулентных скоростей подчиняются закону «степени 2/3»

$$M_u(r_1) = c_1\varepsilon_1^{2/3}r_1^{2/3}, \qquad (3.11)$$

где $M_u(r_1)$ — значения структурной функции для компонента скорости течения, направленного вдоль пролива; r_1 — горизонтальный масштаб вихрей; ε_1 — скорость диссипации турбулентной энергии (или поток турбулентной энергии по каскаду вихрей); c_1 — универсальная безразмерная постоянная.

Для перехода от пространственной к временной изменчивости используем вновь гипотезу о «замороженной турбулентности». Тогда формулу (3.11) преобразуем к виду

$$M_u(\tau) = c_1\varepsilon_1^{2/3}u_0^{2/3}\tau^{2/3}, \qquad (3.12)$$

где u_0 — осредненная скорость потока.

Теоретическую кривую изменения энергии на график структурной функции нанесем, принимая $c_1\varepsilon_1^{2/3} = 3{,}48\cdot10^{-2}$ $см^2/с^{3/3}$. Тогда, полагая $c_1 = 1$ по работе [174] и $u_0 \approx 20$ см/с, получаем, что скорость диссипации турбулентной энергии для условий Керченского пролива оказывается равной $2{,}96\cdot10^{-2}$ $см^2/с^3$. Рассчитанная величина на 1—2 порядка выше, чем для открытого океана [136], но близка к оценкам некоторых авторов, полученным различными методами на внутренних морях [125, 192, 194].

По рассчитанным параметрам турбулентности можно оценить время жизни основных энергонесущих вихрей и проходимое ими в среднем за это время расстояние:

$$t = (\bar{u}')^2/\varepsilon_1; \qquad (3.13)$$

$$S = (\bar{u}')^2\,\bar{u}/\varepsilon_1, \qquad (3.14)$$

где t — время жизни вихря; $(\bar{u}')^2$ — турбулентная энергия продольной составляющей скорости течения (дисперсия); ε_1 — скорость диссипации турбулентной энергии; S — расстояние, проходимое вихрем за время его жизни; $\bar{u}$ — средняя скорость переноса.

Оценка t и S по формулам (3.13) и (3.14) для района северной узкости показывает, что средняя продолжительность жизни вихрей составляет 1—1,5 ч. За это время они проходят путь около 1—1,5 км.

Полученные данные еще раз указывают на значительную микротурбулентность в проливе. Для сравнения достаточно указать, что по данным аэрофотосъемки у Кавказского побережья Черного моря отмечаются значительные вихри с продолжительностью жизни 1—1,5 сут [96].

3.3.4. Расходы воды

Систематизация накопленных за период с 1962 г. материалов регулярных рейдовых и экспедиционных наблюдений за расходами воды в северной

узкости Керченского пролива позволила выполнить расчеты режимно-статистических характеристик осредненных по поперечному профилю скоростей течений и расходов воды.

Сложность гидродинамических условий Керченского пролива (наличие разнонаправленных течений) не позволяет применять в «чистом» виде хорошо разработанные методы речной гидрометрии. В океанологии обычно для получения расходов воды рассчитывают течения путем алгебраического осреднения разных по знаку проекций на заданное направление. Нами была разработана методика расчета расходов воды [8] для однонаправленных потоков и разнонаправленных — смешанных течений.

Измерения расходов производились на постоянном разрезе в северной узкости Керченского пролива (п. Крым — п. Кавказ) на семи закрепленных вертикалях по трем горизонтам: поверхность, 3 м и у дна. При этом в поверхностном слое вертушка выносилась от борта судна на стреле не менее чем на 3 м. В придонном слое наблюдения проводились в 0,5 м от дна. При экспедиционных исследованиях в качестве измерителей течений использовались буквопечатающие вертушки (производилось по три 5-минутных отпечатка на каждом горизонте с последующим геометрическим осреднением для получения результирующего вектора течения). При рейдовых наблюдениях течения измерялись с помощью вертушки ВММ.

Результирующий вектор течения на каждом горизонте затем проектировался на ось пролива (45—225°). Потоку из Азовского моря условно придавался знак «+», а потоку из Черного моря — знак «—».

Для учета колебаний уровня в период измерения расходов воды использована зависимость изменений площади створа разреза от среднего уровня на п. Опасное ξ_{On}, рассчитываемого по данным ежечасных наблюдений $\xi_{On} = (\xi_{On}^{max} + \xi_{On}^{min})/2$. Ошибка в вычислении площади поперечного сечения за счет использования при срезке глубин осредненного уровня в п. Опасное (а не дискретных значений уровня на каждый момент времени) не превосходит 1,5 % даже при наибольших изменениях уровня (на 40—50 см) за время измерения расхода (4—6 ч).

В океанологии обычно при решении гидродинамических задач принимается условие прилипания на дне ($u|_{z=H} = 0$), а в гидравлике — условие скольжения ($a|_{z=H} = u_H$), т. е. в первом случае у дна скорость отсутствует, а во втором предполагается наличие движения. Эти положения являются существенными для построения эпюры скоростей на вертикали. Однако в обоих случаях имеется полная неопределенность относительно толщины придонного слоя. В целях избежания известного субъективизма в решении этого вопроса (особенно когда отмечается некоторое повышение скорости течения у дна) принят условный метод расчета средневзвешенной скорости на вертикали. У дна скорость течения принимается равной скорости придонного горизонта ($u|_{z=H} = u|_{z=z^*}$, где z^* — глубина придонного горизонта).

Сравнение нашей методики с методами, где использованы вышеприведенные краевые условия, показало, что при вычислении средней скорости на вертикали, средней скорости по разрезу и расхода воды расхождения не превосходят ±10 %.

По разработанной методике выполнены расчеты 535 определений расходов воды, измеренных в различные сезоны года и при различной синоптической ситуации, что позволяет проанализировать их внутригодовую изменчивость.

Статистическая обработка материалов выполнена отдельно для однонаправленных течений и с учетом смешанных потоков (если на разрезе одновременно наблюдались течения с разными знаками, то проводилась обработка площадным способом и полученные расходы относились по знаку либо к азовским «+», либо к черноморским расходам «—»). Все данные о расходах и соответствующих им гидравлических параметрах приводятся раздельно для каждого потока.

При расчете повторяемости направлений течений смешанных потоков учитывалось преобладающее число горизонтов наблюдений с одним знаком, независимо от скоростных характеристик. С учетом смешанных потоков установлена повторяемость течений в среднем за год (табл. 3.9). Для азовского потока она составляет 58 %; для черноморского потока — 42 %.

В отдельные годы отклонения от приведенных величин значительные. Так, в 1973—1975 гг. возросла доля черноморских течений, что связано с изменениями в режиме уклонов в Керченском проливе, обусловленными аномалиями ветровых условий и речного стока в эти годы.

Во внутригодовом ходе средней скорости течений и расходов (табл. 3.9) колебания невелики.

Таблица 3.9

Характеристика расходов воды и течений в Керченском проливе

Течение	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
						Повторяемость течений, %							
Азовское (+)	69	55	60	67	58	55	56	53	53	56	50	73	58
Черноморское (—)	31	45	40	33	42	45	44	47	47	44	50	27	42
						Средние расходы воды, м³/с							
Азовское (+)	3640	4650	3420	3990	3820	3720	3620	3120	2320	3060	3360	3370	3510
Черноморское (—)	4170	6700	2560	3650	3480	4190	3480	3550	3320	3820	4010	4300	3940
						Средняя скорость течений, см/с							
Азовское (+)	14	18	13	16	15	14	14	12	10	12	14	14	15
Черноморское (—)	16	23	10	14	14	16	15	15	13	16	17	17	16

Сезонный ход практически сглажен, что в какой-то мере может быть объяснено неравномерным распределением наблюдений по сезонам года. При рассмотрении внутригодовой изменчивости средней скорости однонаправленных течений (рис. 3.19) обращают на себя внимание более резкие колебания скорости в холодную часть года. Характерно, что происходят они, как правило, противофазно, т. е. уменьшение (увеличение) скорости одного потока сопровождается увеличением (уменьшением) скорости потока противоположного знака.

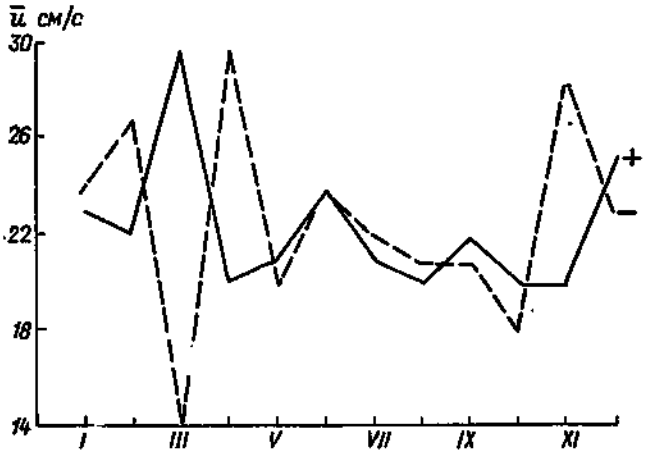


Рис. 3.19. Внутригодовой ход скорости однонаправленных течений на разрезе п. Крым — п. Кавказ.

В общем средняя скорость (расход) однонаправленных потоков приблизительно в 1,3—1,5 раза выше, чем средняя скорость (расход) при учете смешанных потоков.

Данные табл. 3.10 включают в себя, кроме измерений расходов, наблюдения на отдельных станциях разреза. Анализ этих материалов показывает, что наибольшие скорости течения отмечаются, как правило, при черноморских течениях. Этот факт подтверждается также характеристикой скорости течения в проливе при различных полях ветра (табл. 3.11), полученной расчетом по гидродинамической модели [24], и результатами наблюдений наибольших скоростей течений по данным различных авторов (табл. 3.12).

С рассчитанных кривых обеспеченности расходов воды и течений были сняты вероятностные характеристики этих параметров (табл. 3.13). В отличие от однонаправленных течений (где принималось $C_s = C_v$) при построении кривых обеспеченности (с учетом смешанных притоков) было принято $C_s = 2C_v$. Проверка данными максимальных расходов, полученными уже после расчета обеспеченности, а также хорошее совпадение теоретической и эмпирической кривых подтверждают правомерность такого построения.

Обобщение многолетних материалов позволило уточнить вертикальные эпюры одионаправленных (табл. 3.14) и смешанных течений в северной узкости пролива. Построенный поперечный разрез характерного распределения скоростей смешанных течений (рис. 3.20) показывает, что большая часть сечения пролива занята черноморскими водами. Азовская вода располагается в поверхностном слое постепенно уменьшающимся клином от Крымского к Кавказскому берегу.

Для однонаправленных течений характерно равномерное уменьшение скорости от поверхности до дна, так что на горизонте 3 м скорость примерно соответствует средней скорости на вертикали.

Горизонтальная эпюра средней скорости однонаправленных течений показывает, что распределение осредненных скоростей течений по ширине пролива имеет вид параболы с вершиной приблизительно в районе фарватера (это характерно для всех горизонтов и сезонов года).

В то же время для Керченского пролива весьма характерна струйность течений. В каждом конкретном случае, даже при установившемся потоке, распределение скростей течений по профилю пролива весьма разнообразно. На рис. 3.21 показана блок-схема результатов синхронных измерений установившихся азовских течений в северной части Керченского пролива 21 сентября 1973 г. при устойчивом северо-восточном ветре со скоростью 6—

Таблица 3.10

Повторяемость течений на разрезе п. Крым — п. Кавказ, %

Скорость, см/с	Зима (XII—II)		Весна (III—V)		Лето (VI—VIII)		Осень (IX—XI)		Год	
	+	−	+	−	+	−	+	−	+	−
1—10	14,8	16,2	20,0	23,4	19,8	20,0	21,1	15,0	19,2	18,0
11—20	27,3	26,1	33,1	32,0	28,5	34,3	34,9	29,8	30,8	30,6
21—30	32,4	30,7	24,1	26,9	28,5	24,9	23,9	29,5	27,2	28,1
31—40	20,4	15,1	15,9	9,6	16,1	9,4	14,8	17,2	16,5	13,5
41—50	4,6	7,3	4,9	2,5	5,6	7,2	3,9	5,2	4,9	5,6
51—60	0,5	2,6	2,0	4,1	1,2	2,3	1,4	2,0	1,2	2,6
61—70	0	1,0	0	0,6	0,2	1,1	0	1,0	0,1	0,9
71—80		1,0		0,4	0,1	0,4		0	0,1	0,3
81—90		0		0,3	0	0,4		0,3	0	0,2
91—100				0,1		0		0		0,1
⩾101				0,1						0,1

Таблица 3.11

Рассчитанная скорость течений в центральной точке разреза п. Крым — п. Кавказ, см/с

Типы поля ветра	Скорость ветра, м/с			
	5—10	10—15	15—20	20—35
Северные (С, СВ, СЗ)	40	70	100	120
Западные (З)	20	40	60	75
Южные (Ю, ЮВ, ЮЗ)	45	75	105	125
Восточные (В)	15	30	50	65

Таблица 3.12

Наибольшая наблюденная скорость течений в Керченском проливе, см/с

Автор	Год наблюдений	Район наблюдений	Измеритель течений	Поток	
				азовский	черноморский
Лагранж Р. В.	1936	Павловская узкость	ВМ	120	100
Куприн В. С.	1937	Еникале (Северная узкость)	ВМ	97	110
Экспедиция Управления Волго-Донского комплекса	1938	Еникале (Северная узкость)	ВМ	119	142
Кан С. И., Лагутин Б. Л.	1949	Павловская узкость	АФС	102	74
Альтман Э. Н., Бабичев Е. Н.	1958	Северная узкость	РИЗ	88	132
Альтман Э. Н.	1971	Северная узкость	БПВ	86	110
Альтман Э. Н., Агарков А. К.	1977	Туэлинская промоина	БПВ	90	76

Примечание. ВМ — вертушка морская; АФС — автономный фоторегистрирующий измеритель течений; РИЗ — радиоизмеритель течений; БПВ — буквопечатающая вертушка.

Таблица 3.13

Расходы воды и скорости течения разной обеспеченности по разрезу п. Крым — п. Кавказ

Характеристика	Обеспеченность, %													
	0,01	0,05	0,1	1	3	5	10	20	50	75	95	97	99	99,9
Азовский поток														
Расход воды, м³/с	25 200	21 300	19 600	13 900	11 100	9720	7880	6000	3210	1760	549	392	196	39,0
Скорость течения, см/с	62	55	51	40	34	31	27	22	15	10	6	5	4	2
Черноморский поток														
Расходы воды, м³/с	23 700	20 200	18 700	13 600	11 100	9850	8170	6360	3660	2150	303	688	387	129
Скорость течения, см/с	68	59	56	43	36	33	28	23	16	11	6	5	3	2

Таблица 3.14

Средняя скорость течения по горизонтам на разрезе п. Крым — п. Кавказ, см/с

Горизонт, м	У крымского берега		На фарватере		У кавказского берега	
	+	—	+	—	+	—
0	23	26	26	31	20	25
3	22	24	25	27	18	21
У дна	18	18	20	24	17	20

Примечание. «+» — азовский поток; «—» — черноморский поток.

8 м/с, наглядно иллюстрирующая струйность течений.

Изменчивость ветра сказывается на изменении скорости течений. Совместный анализ синхронных измерений ветра и скорости поверхностных течений в северной узкости пролива при незначительных уклонах между морями (разность уровней на концах пролива не более 1 см) позволил наметить зависимость между скоростью ветра и скоростью течения. Ветровые коэффициенты указывают на нелинейность связи между скоростями ветра и течения (табл. 3.15).

Важное значение имеют данные о наибольших расходах воды. За рассмотренный период было

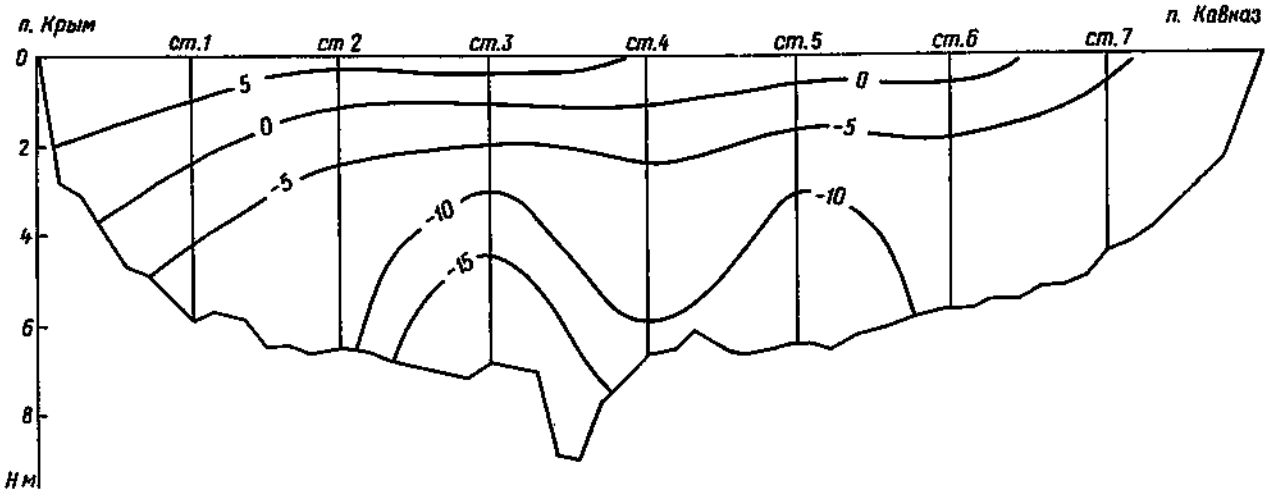


Рис. 3.20. Вертикальное распределение осредненной скорости течения разнонаправленных потоков по поперечному сечению северной узкости Керченского пролива, см/с.
Знак минус — черноморский поток.

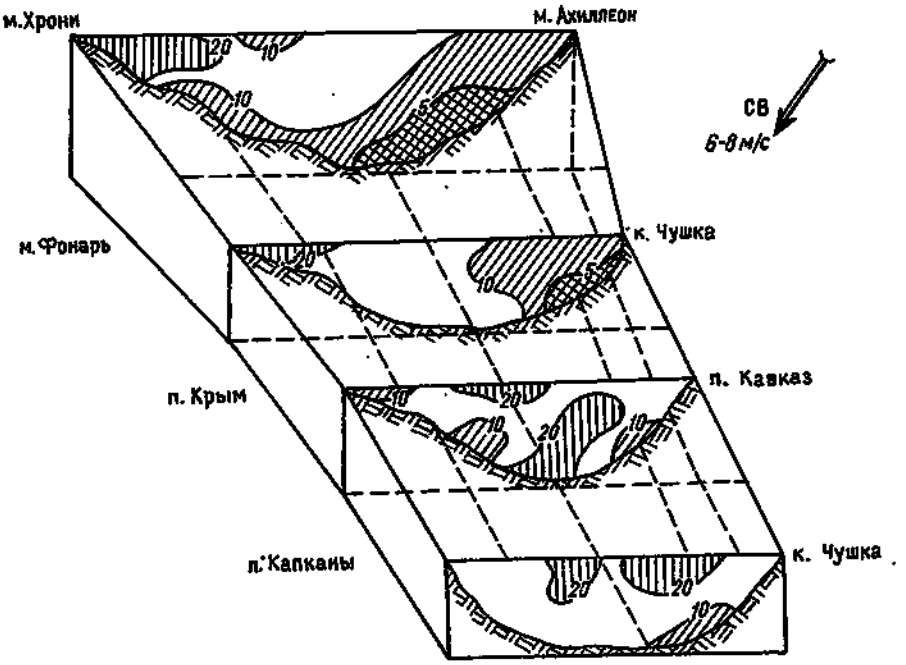


Рис. 3.21. Блок-схема синхронных измерений азовских течений в северной части Керченского пролива 21 сентября 1973 г., см/с.

Таблица 3.15

Ветровые коэффициенты в Керченском проливе

Скорость ветра, м/с . .	1—2	3—4	5—6	7—8	9—10	11—12	>12	
Число случаев	61	168	145	51	37	4	—	Σ 466
Ветровой коэффициент .	0,031	0,025	0,023	0,018	0,016	0,017	—	Средний 0,022

Таблица 3.16

Максимальные расходы воды (>10 000 м³/с) в Керченском проливе. Разрез п. Крым — п. Кавказ

Дата измерения	Уровень в Опасном, см	Расход воды, м³/с	Площадь водного сечения, м²	Скорость течения, см/с		Глубина, м		Разность уровня Мысовое—Феодосия, см
				средняя	наибольшая	средняя	наибольшая	
26 IX 1963	480	—10 300	30 100	—34	61	5,6	8,9	—19
23 IV 1964	480	—11 400	30 100	—38	72	5,6	8,9	—14
13 XI 1964	470	—11 100	29 600	—37	63	5,5	8,8	+8
7 XII 1964	470	+10 400	29 600	+35	56	5,5	8,8	+16
19 IV 1965	490	—10 300	30 700	—34	55	5,7	9,0	—15
1 XI 1965	460	—11 000	29 100	—38	64	5,4	8,7	—20
26 VIII 1966	490	+11 100	30 700	+36	47	5,7	9,0	+11
25 III 1968	500	+11 800	31 200	+38	55	5,8	9,1	+25
8 XII 1968	460	—10 600	29 100	—37	73	5,4	8,7	—18
1 XI 1969	440	—10 500	28 000	—38	61	5,2	8,5	—22
23 III 1971	470	—13 400	29 600	—45	68	5,5	8,8	—11
24 IV 1971	460	—14 100	29 100	—48	110	5,4	8,7	—6
25 IV 1971	460	—15 500	29 100	—53	93	5,4	8,7	—21
26 IV 1971	470	—14 200	29 600	—48	80	5,5	8,8	—25
24 VI 1971	500	+11 200	31 200	+36	61	5,8	9,1	+18
16 X 1973	440	—13 200	30 200	—44	70	5,7	11,2	—24
17 X 1973	440	—12 800	30 200	—42	70	5,7	11,2	—19
8 VIII 1974	480	+10 200	32 200	+32	67	6,1	11,6	+4
10 VI 1975	490	+11 200	32 800	+34	49	6,4	11,7	+7
19 XI 1975	430	—11 200	29 800	—38	65	5,8	11,1	—23
27 VIII 1976	480	+11 800	32 300	+35	47	6,3	11,6	+22
25 VII 1979	500	+11 600	33 300	+34	63	6,5	11,8	—4
29 VIII 1979	490	+12 200	32 800	+37	55	6,4	11,7	+13
26 X 1979	470	+10 100	31 800	+32	47	6,2	11,5	+17
16 IV 1980	500	+10 700	33 300	+32	45	6,5	11,8	+4
17 IV 1981	510	+10 300	33 800	+31	45	6,6	11,9	+17
15 VI 1981	500	+10 500	33 300	+32	41	6,5	11,8	+19
13 V 1982	500	+10 700	33 300	+32	46	6,5	11,8	+15
15 I 1986	460	—11 500	31 300	—37	53	6,1	11,4	—15
5 V 1986	520	+12 100	34 300	+35	57	6,7	12,1	+14

Примечание. Некоторые расхождения в глубинах при одних и тех же уровнях связаны с изменением положения створа разреза в 1973—1975 гг.

Таблица 3.17

Сведения о максимальных расходах воды по месяцам за период 1963—1986 гг. и соответствующих им гидравлических параметрах по разрезу п. Крым — п. Кавказ

Характеристика	3 I 1972	13 II 1964	25 III 1968	16 IV 1980	5 V 1986	10 VI 1975	25 VII 1979	29 VIII 1979	25 IX 1969	26 X 1979	27 XI 1975	7 XII 1964	25 VIII 1979 из годовых
Азовский поток													
$Q \cdot 10^3$ м³/с	8,2	9,8	11,8	10,7	12,1	11,2	11,6	12,2	8,8	10,1	7,5	10,4	12,2
$U_{ср}$ см/с	27	30	38	32	35	34	34	37	29	32	25	35	37
U_{max} см/с	43	47	55	45	57	49	63	55	53	47	56	56	55
$H_{Оп}$ см	480	480	500	500	520	490	500	490	480	470	460	470	490
$\Delta H_{М-Ф}$ см	+14	23	+25	+4	+14	+7	+19	+18	+16	+17	+3	+16	+13
$\Delta H_{Оп-К}$ см	+8	+2	+11	+12	+14	+10	+8	+9	+6	+15	+6	+10	+9
Черноморский поток													
$Q \cdot 10^3$ м³/с	11,5	8,4	9,3	15,5	7,5	8,2	10,4	9,7	10,3	13,2	11,2	10,6	15,5
$U_{ср}$ см/с	37	28	31	53	25	25	35	32	34	44	38	37	53
U_{max} см/с	53	73	46	93	52	38	61	62	61	70	65	73	93
$H_{Оп}$ см	460	470	480	460	480	480	470	480	480	440	430	460	460
$\Delta H_{М-Ф}$ см	—15	—25	—8	—21	—4	+5	+6	—16	—19	—24	—23	—18	—21
$\Delta H_{Оп-К}$ см	—35	—21	—12	—22	—7	+3	—10	—11	—11	—2	—28	—13	—22

получено 30 расходов воды через Керченский пролив, превышающих 10 000 м³/с (табл. 3.16). Из них 15 расходов при азовских течениях и 15 — при черноморских. Максимальный расход (15 500 м³/с) получен 25 апреля 1971 г. В предыдущие два дня также были измерены расходы воды свыше 14 000 м³/с. Синоптическая обстановка в этот период была сложной. 24—25 апреля 1971 г. Азовское море и Керченский пролив находились под влиянием области низкого давления, распространяющейся на Черное море с северо-запада. Наблюдался поворот северных ветров к юго-западным и южным. К середине суток 25 апреля в районе пролива и северо-восточной части Черного моря южные ветры усилились до 10—12 м/с, а к концу суток до 15—17 м/с (в некоторых районах до 20—22 м/с). 26 апреля усиление южных ветров до 5—7 баллов произошло и на Азовском море (преобладало поле ветра типа 5а, 10—15 м/с [22]).

Такая синоптическая обстановка обусловила значительный перенос черноморских вод в Азовское море. Зарегистрированы скорости черноморского течения 90—110 см/с. Расчетом по гидродинамической схеме установлено, что за двое суток этого шторма через пролив прошло свыше 1,2 км³ черноморских вод (в целом за месяц около 4 км³). В районе паромной переправы отмечалась соленость воды около 18 ‰.

Сведения о максимальных расходах воды по месяцам за многолетний период и соответствующих им гидравлических параметрах представлены в табл. 3.17.

Расчет параметров распределения скоростей течений и расходов (включая критерий согласия Колмогорова) был выполненен для однонаправленных потоков по данным рейдовых наблюдений (табл. 3.18) и подтвердил сделанный выше вывод, что в районе узкостей пролива распределение однонаправленных потоков подчиняется нормальному закону.

На основании обобщения многолетних материалов наблюдений удалось получить зависимость между скоростью течения и расходом воды. На рис. 3.22 показана связь между скоростью течения на центральной вертикали разреза на горизонте 3 м $u_ц$ и средней скоростью течения на разрезе. Зависимость между расходом воды Q (м³/с) и средней скоростью течения на разрезе $\bar{u}$ (м/с) выража-

Таблица 3.18

Параметры распределения скоростей однонаправленных течений и расходов воды на разрезе п. Крым — п. Кавказ (рейдовые наблюдения)

Поток	Среднее значение	Ошибка среднего	Дисперсия	Квадратическое отклонение	Коэффициент		
					вариации	асимметрии	эксцесса
Скорость течения, см/с							
Азовский	20,3	0,77	59,8	7,7	0,38	0,11	0,78
Черноморский	22,2	0,89	61,2	7,8	0,35	0,32	0,45
Расход воды, м³/с							
Азовский	6030	231	$5340 \cdot 10^3$	2310	0,38	0,18	0,71
Черноморский	6480	258	$4990 \cdot 10^3$	2230	0,34	0,31	0,49

ется уравнением регрессии $Q = (50{,}6\,\xi_{0п} + 8000)\,\bar{u}$ с коэффициентом корреляции 0,98. Таким образом, выявленные зависимости позволяют получить приближенный расход воды по данным наблюдений на горизонте 3 м центральной вертикали разреза, т. е. практически по данным одной БПВ и уровню в Опасном $\xi_{0п}$ (см).

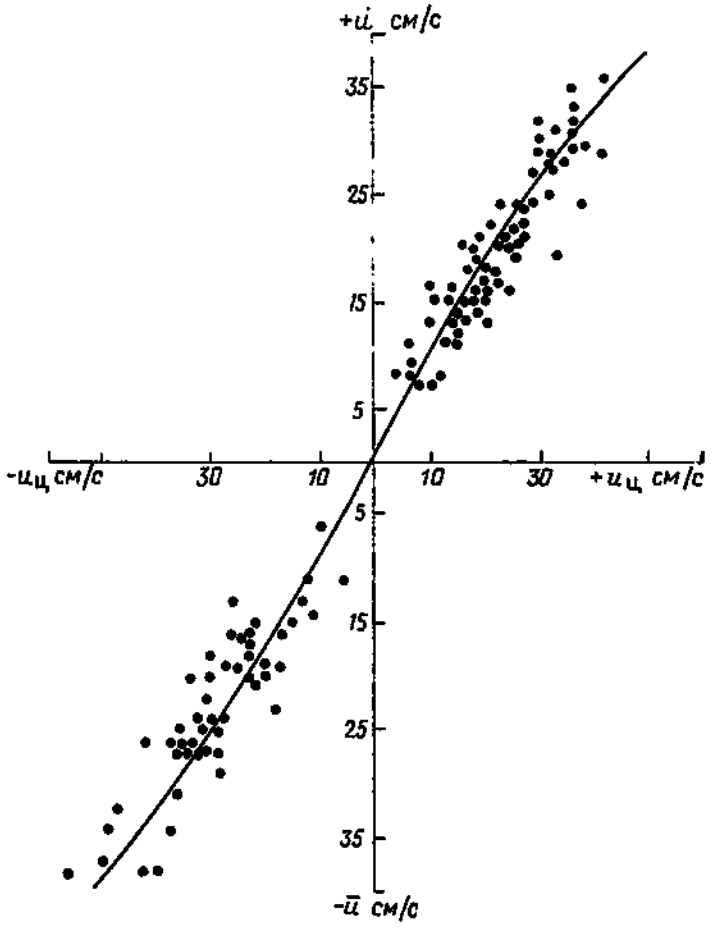


Рис. 3.22. Связь между скоростью течения на центральной вертикали разреза п. Крым — п. Кавказ (горизонт наблюдений 3 м) и средней скоростью течений на разрезе.

3.3.5. Горизонтальный турбулентный обмен

Процессы горизонтальной турбулентности и их влияние на поле течений в морских проливах и вытянутых эстуариях мало изучены. Обычное пренебрежение горизонтальной неоднородностью поля скоростей приводит к исследованиям структуры течений в основном в вертикальной плоскости [223—226].

В то же время попытка учесть влияние переменной ширины мелководного пролива на среднюю скорость течения, предпринятая в рамках линейной теории течений [106], привела к необходимости поиска зависимости величины коэффициента горизонтального турбулентного трения от ширины пролива.

Главными факторами, обусловливающими горизонтальную турбулентность в проливе, являются горизонтальные изменения в касательном напряжении трения ветра на поверхности воды и боковые напряжения сдвига в течениях.

В Керченском проливе, как было показано выше, указанные силы существенны. Поперечная неравномерность скорости течения, изменчивость ширины пролива, извилистость береговой линии и неровности дна создают условия для развития горизонтальных вихрей, средний масштаб которых был нами оценен в предыдущем разделе.

При изучении характеристик свободной турбулентности в море [50, 107, 136, 192, 193] чаще всего оперируют двумя типами формул, определяющих шесть компонентов тензора напряжений:

$$\tau_{zz},\ \tau_{xx},\ \tau_{yy},\ \tau_{xy},\ \tau_{xz},\ \tau_{yz}. \qquad (3.15)$$

Формулы одного вида следуют из гипотезы Буссинеска о пропорциональности компонента тензора напряжений градиенту средней скорости в соответствующей плоскости. Например,

$$\tau_{xy} = \rho\overline{u'v'} = A\,\overline{du}/dy, \qquad (3.16)$$

где u' и v' — пульсации компонентов скорости вдоль осей X и Y.

Приведенная Эртелем [202] к тензорному виду система коэффициентов выражается так:

$$A_{ij} = \rho\overline{u_i'v_j'}\Big/\left(\overline{du_i}/dy_j\right). \qquad (3.17)$$

Будем называть A_{ij} коэффициентами турбулентного трения по аналогии с ньютоновским представлением о молекулярном трении в ламинарном потоке.

Второй тип формул получен Прандтлем с помощью представления о пути смешения молярных масс жидкости l^*. Предполагается, что между пульсацией скорости и ее поперечным градиентом существует зависимость

$$u' \approx l^*\,du/dy. \qquad (3.18)$$

Исходя из этой зависимости, Эртель получил так называемый тензор турбулентного обмена — симметричный тензор второго ранга

$$K_{ij} = \rho\overline{l_i^*u_j'}. \qquad (3.19)$$

Нетрудно убедиться в полной аналогии коэффициентов A_{ij} и K_{ij}, хотя получены они из разных предпосылок.

В работах, посвященных изучению свободной горизонтальной турбулентности, вопрос о различии этих коэффициентов, по-видимому, возникать не должен. В обзорной работе Озмидова [136] указывается лишь, что подход Прандтля физически более обоснован. Естественно, что в условиях свободной турбулентности коэффициенты K и A не должны сильно разниться между собой, так как и длина пути смешения, и градиент поперечной скорости определяются только по свойствам течения, главным образом его горизонтальными размерами. Многочисленные расчеты [50, 107, 192, 193, 227] показывают близость коэффициентов K и A.

Если же поток проходит вблизи твердой границы, то при развитой турбулентности указанное соотношение между l^* и du/dy нарушается. В стесненном потоке, проходящем в канале, проливе или эстуарии, возможность увеличения l^* с ростом скорости ограничена шириной самого русла. В то же время градиент скорости при наличии прилипания на стенках меняется в широких пределах. Эти простые рассуждения наталкивают на мысль о том, что коэффициенты K и A в сжатых руслах должны различаться между собой.

Выше коэффициенту A было присвоено название коэффициента турбулентного трения. Коэффициент K условно будем называть коэффициентом турбулентного обмена, подчеркивая этим отличие, которое следует и из гипотез, положенных в их основу, и из приведенного выше рассуждения.

Поскольку речь идет о стесненном потоке, то следует указать также на формулу Кармана [212], предложенную для потоков с градиентом скорости, нормальным оси осредненного движения:

$$K = \varkappa^2 \left| (\overline{du}/dy)^3 / (\overline{d^2u}/dy^2)^2 \right|, \qquad (3.20)$$

где $\varkappa$ — безразмерная постоянная Кармана, равная для стесненных потоков 0,4.

Существует мнение [50], что использование этого выражения в исследованиях горизонтальной турбулентности в море затруднено вследствие сложности самой природы морских течений и невозможности их аналогии с простым «срезывающим» потоком. Действительно, условия в открытом море существенно отличны от потока в трубе или канале, для которых Карман и применил свои гипотезы. Однако, если рассмотреть картину течений в проливе или в прибрежной части моря, заснятую с самолета (рис. 3.23), то можно увидеть, что сколько-нибудь заметных вихревых возмущений нет. Срезывающий поток вполне четко просматривается у берегов. В силу этого применение в подобных условиях формулы Кармана представляется вполне реальным.

Первоначально для расчетов коэффициентов были привлечены наблюдения с помощью БПВ и нескольких съемок течений, выполненных с самолета, в период 1961—1966 гг. [16]. Расчеты выполнялись для районов узкостей, входа и выхода Керченского пролива.

Первая обработка наблюдений заключалась в разложении векторов течений на две составляющие: u — в направлении оси пролива и v — в направлении перпендикуляра к этой оси. Положительное направление оси X принималось в сторону Черного моря, оси y — в сторону Кавказа.

Для вычисления коэффициентов были отобраны данные об устойчивых азовских течениях, т. е. рассматривались такие случаи, когда на протяжении не менее полусуток течение не меняло направления. Таким образом, составляющая течения на ось пролива X имела постоянный знак. Осредненные за половину суток течения менялись в диапазоне от 2 до 23 см/с (в проекциях на ось X). Максимальные скорости достигали 65 см/с. Всего для вычислений было использовано свыше 3000 измерений.

Пульсации u и v находились (по данным БПВ) как отклонения каждой составляющей наблюденного течения от средней проекции за принятый период, т. е. $u' = u - \bar{u}$; $v' = v - \bar{v}$.

Для доказательства случайности пульсаций компонентов скорости определялось соотношение Корню [192] для всех, принятых в расчет случаев.

При вычислениях коэффициентов K и A обычно затруднителен правильный выбор $\overline{du}/dy$, так как распределение скоростей в потоке в открытом море неизвестно. В нашем случае имелась возможность на основе материалов наблюдений достаточно обоснованно выбрать закон распределения $\bar{u}$ вдоль оси y.

Из шести коэффициентов K_{ij} и A_{ij} были вычислены три: один A_{yx} и два K_{yx} и K_{xx}.

При расчете A_{yx} по формуле

$$A_{yx} = \rho u'v' / (\overline{du}/dy) \qquad (3.21)$$

была предварительно определена зависимость

$$\overline{du}/dy\,|_{y=y_1} \text{ от } \bar{u}\,|_{y=y_1}.$$

Обычно при расчетах по формуле (3.21) производная определяется из предположений о линейном уменьшении составляющей скорости до нуля на твердой границе [107, 227]. Это предположение обусловлено почти полным отсутствием знаний

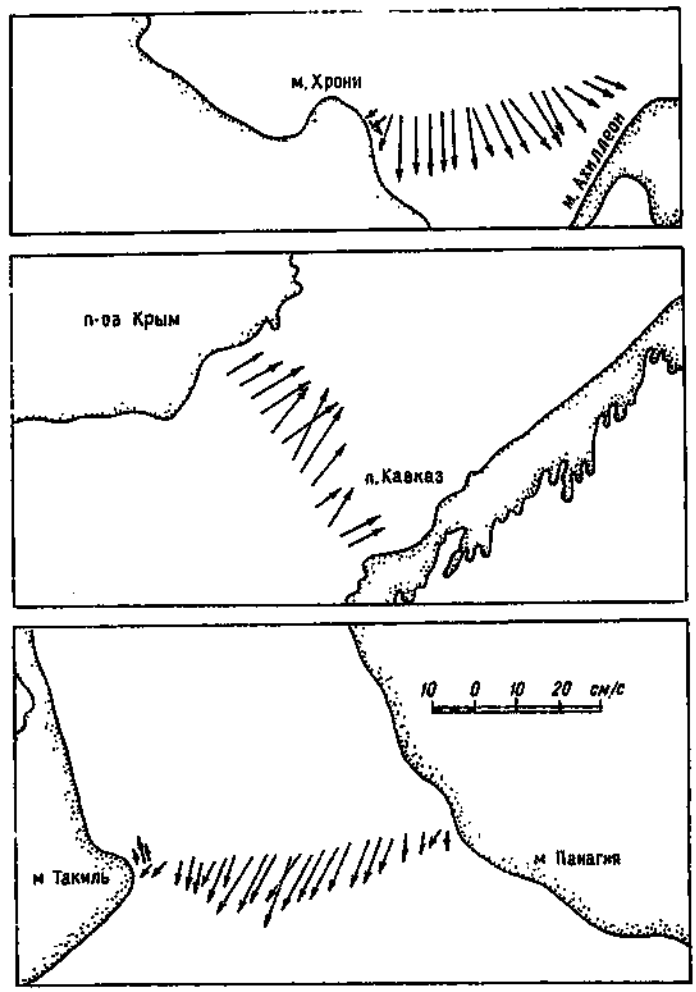


Рис. 3.23. Схемы течений в различных районах Керченского пролива, определенные аэрометодами.

характера поперечного распределения скоростей вдольберегового течения. В данном случае в определенной степени удалось учесть горизонтальный профиль скорости, используя параболическую эпюру

$$u = ay^2 + c_0. \qquad (3.22)$$

Если известно значение $\bar{u}\,|_y$ в некоторой точке y_1 (место установки самописца течений), то с помощью простых геометрических соображений (рис. 3.24) можно найти

$$c_0 = \bar{u}b^2/(b^2 - 4y_1^2); \quad a = -4c_0/b^2, \qquad (3.23)$$

где b — ширина пролива.

Интересующая нас производная описывается выражением

$$\overline{du}/dy\,|_{y=y_1} = -2ay, \qquad (3.24)$$

откуда после подстановки a из (3.23) получаем

$$\overline{du}/dy\,|_{y=y_1} = -\alpha_2 u_1, \qquad (3.25)$$

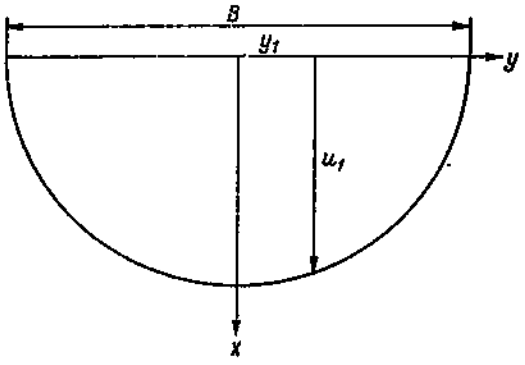


Рис. 3.24. К выводу зависимости $d\bar{u}/dy|_{y=y_1}$ от u_1.

где $\alpha_2 = 8y_1/(b^2 - 4y_1^2)$. Здесь все линейные размеры выражены в километрах.

Коэффициенты K_{xy} и K_{xx} определялись по методике, описанной в ряде работ (см., например, [168]). Основная формула получена из выражения (3.19), где l_i^* определяется [192, 193] через пульсации

$$l_i^* = \frac{1}{2}\int_t^{t+\Delta t} u_i'\,dt; \quad (i = x,\ y,\ z). \qquad (3.26)$$

Представив интеграл (3.26) через сумму, получим следующие выражения для расчета коэффициентов обмена:

$$K_{xx} = \frac{\Delta t}{2N_x}\sum_1^{2N_x}\left[\left(\sum_1^{n_x} u'\right)^2 \Big/ n_x\right]; \qquad (3.27)$$

$$K_{xy} = \frac{\Delta t}{2N_x}\sum_1^{2N_x}\left[\left(\sum_1^{n_x} u' \sum_1^{n_x} v'\right)\Big/ n_x\right]; \qquad (3.28)$$

$$K_{yx} = \frac{\Delta t}{2N_y}\sum_1^{2N_y}\left[\left(\sum_1^{n_y} u' \sum_1^{n_y} v'\right)\Big/ n_y\right]. \qquad (3.29)$$

Здесь $2N_x$ и $2N_y$ — число групп с одинаковым знаком u' и v' во временной последовательности; n_x и n_y — число пульсаций в каждой группе; Δt — время между пульсациями (период осреднения, равный в нашем случае 15 мин).

Результаты расчетов по формулам (3.21), (3.27) и (3.28) представлены в табл. 3.19. Сравнение коэффициентов A и K показывает, что последние, по крайней мере на порядок, меньше. Это подтверждает предположение об ограниченности пути смешения и, следовательно, величины K для сжатых русел.

Таблица 3.19

Коэффициенты горизонтального обмена A и K в Керченском проливе (по материалам 1961—1966 гг.)

$\bar{u}$ см/с	Размах колебаний $\bar{u}$	$\overline{u'v'}$	Критерий Корню	$A_y \cdot 10^5$ см²/с	$K_y \cdot 10^5$ см²/с	$K_x \cdot 10^5$ см²/с
			Разрез п. Крым — п. Кавказ			
2,7	1,0—6,6	1,63	2,10	2,6	0,03	0,42
8,4	1,3—21,5	15,94	1,24	8,2	—	—
8,5	1,8—19,0	20,34	1,28	10,5	1,16	0,67
12,9	2,0—27,0	46,34	1,42	15,7	1,04	1,87
16,5	3,8—27,0	53,21	1,59	14,1	—	—
16,5	1,7—30,0	43,20	1,56	11,4	0,59	2,88
19,6	5,0—32,9	85,36	1,29	18,9	1,32	3,66
21,2	9,5—36,0	50,50	1,52	10,4	—	—
21,2	10,0—31,5	42,58	1,43	8,7	0,89	2,83
21,3	6,4—32,9	89,30	1,34	18,2	—	—
26,5	6,7—41,4	138,23	1,47	22,7	1,33	11,3
32,3	7,7—45,0	139,41	1,64	18,8	—	—
			Разрез м. Такиль — м. Панагия			
5,7	0,2—13,0	5,29	1,43	6,7	1,58	0,12
8,6	0,0—20,5	17,79	1,47	14,8	0,59	0,50
9,8	0,8—21,0	27,09	1,46	19,9	0,46	1,67
9,9	1,8—16,5	11,09	1,31	7,9	0,91	0,38
15,0	7,0—22,0	21,00	1,69	10,0	—	—
16,0	4,7—28,0	11,08	1,82	5,0	0,69	1,96
16,4	1,4—33,0	43,41	1,82	19,0	1,89	1,77
			Разрез м. Хронн — м. Ахиллеон			
5,3	0,2—15,4	7,96	1,35	10,0	0,84	0,23
5,4	0,0—14,3	6,12	1,53	11,2	0,15	0,24
14,7	8,9—24,8	7,98	1,64	3,6	0,29	0,36
14,7	8,0—25,0	6,00	1,49	2,7	—	—
16,5	3,7—27,4	14,40	1,81	5,8	—	—
16,6	6,6—24,0	7,70	1,56	3,1	—	—
19,3	3,2—39,6	46,47	1,53	16,2	1,44	1,28
19,3	12,9—25,0	4,00	1,48	1,4	—	—
22,6	17,2—28,7	9,50	1,30	2,8	—	—
22,7	12,3—28,0	6,89	1,83	2,0	0,27	0,62

Расчет коэффициентов K, произведенный по формуле Кармана (3.20), приведен в табл. 3.20. Путь смешения l^* вычислялся по выражению

$$l^* = \varkappa \left[\left(\overline{du}/dy \right) / \left(\overline{d^2u}/dy^2 \right) \right]. \qquad (3.30)$$

Исходные данные для расчета выбирались следующим образом. Брались случаи течений, подобные изображенному на рис. 3.23. В трех точках на огибающей «срезанного» берегом потока снимались значения проекций скоростей на ось пролива u_1, u_2, u_3. Первая точка (u_1) соответствует скорости «несрезанного» потока. Две другие, со скоростями u_2 и u_3, лежат на равных расстояниях Δy и делят расстояние между первой точкой и берегом на три равные части.

Небольшое количество авиасъемок течений, отобранных из материалов, полученных при отработке методики такого рода работ, позволило рассчитать только три значения коэффициента. Эти данные приведены главным образом с целью указать на возможность использования авиаметодов наблюдений за течениями для расчета коэффициентов турбулентного обмена. Важным достоинством материалов авиаметодов является то, что они дают возможность, рассматривая распределение векторов течений в плане, судить о размерах и об однородности потока.

В связи с дополнительным сбором материалов наблюдений за течениями в Керченском проливе за период после 1966 г. нами в 1976 г. [9] был произведен новый расчет коэффициентов горизонтальной турбулентности по несколько усовершенствованной вышеописанной схеме. По отобранным рядам течений (для установившихся условий в проливе) выполнялось разложение вектора скорости течения на составляющие по меридиану и широте, а затем вычислялся результирующий вектор $\bar{u}_p$, α_p, который характеризует генеральное направление переноса вод. Далее вычислялись проекции течений x_R на результирующий вектор и на ортогональную ему ось. Полученные ряды были пропущены через низкочастотный косинус-фильтр Блэкмана и Тьюки [199]. Ширина окна фильтра (период сглаживания) принималась от $5\,\Delta t$ до 1/10 длины ряда.

Для исключения низкочастотной составляющей колебаний формировался новый ряд как отклонение исходного ряда от отфильтрованного ($x' = x_R - \bar{x}$). Таким образом, дальнейшие расчеты производились уже со случайными высокочастотными колебаниями течений, характерными для турбулентности.

Непосредственный расчет коэффициентов турбулентности (обозначенных в данном случае через A) и эллипсоидов турбулентного обмена производился по формулам (3.27)—(3.29) и схеме [168]. При этом, как было показано [9, 107], немаловажную роль играет зависимость коэффициентов горизонтальной турбулентности от периода осреднения пульсаций скорости течения. Выполненные нами расчеты коэффициентов при разных периодах скользящего осреднения пульсаций показали, что коэффициенты растут, достигая на каком-то участке относительного насыщения (рис. 3.25). Выполнить большее осреднение практически не представлялось возможным. Полученные в результате расчетов характеристики горизонтальной турбулентности для основных районов пролива приведены в табл. 3.21, а на рис. 3.26 показаны наиболее характерные эллипсы обмена (по глубинам каждого района).

При рассмотрении этих данных обращают на себя внимание следующие факты.

Таблица 3.20

Коэффициент турбулентного трения (по материалам авиасъемок течений)

$\Delta y_1 \cdot 10^5$ см	u_1 см/с	u_2 см/с	u_3 см/с	$l^* \cdot 10^5$ см	$K \cdot 10^5$ см²/с
0,9	14	13	5	0,6	0,26
0,5	40	36	28	0,8	1,08
0,8	50	46	32	0,7	0,95

Критерий Корню, характеризующий распределение пульсаций компонентов скорости по нормальному закону Гаусса, несмотря на тщательный отбор рядов и сглаживание их с помощью фильтра, в отдельных случаях испытывает значительные отклонения от $\pi/2$. Возможно, что это недостаток примененного нами фильтра.

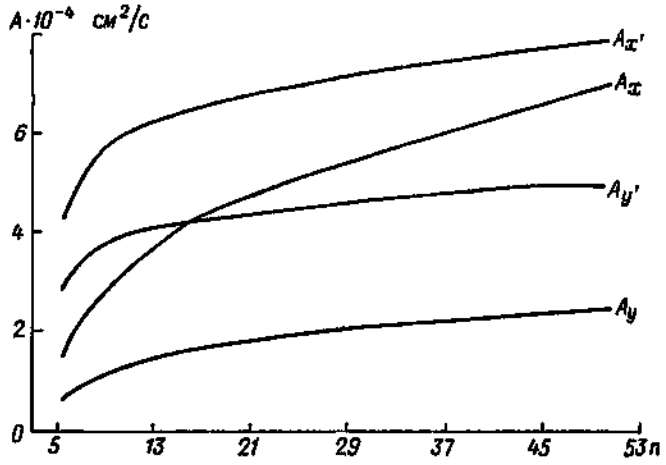


Рис. 3.25. Зависимость коэффициентов горизонтальной турбулентности от периода осреднения.

Коэффициенты взаимной корреляции между пульсациями компонентов скорости, так же как и эллипсы обмена, свидетельствуют о значительной анизотропии в проливе. Лишь в отдельных случаях при малых скоростях течений, а также в широких частях пролива процесс приближается к изотропному.

Характерно, что для большинства районов и глубин ось x эллипсов отклоняется от направления результирующего течения не более чем на 25°. Лишь в отдельных случаях эти отклонения достигали 40°. Это свидетельствует о том, что наибольший обмен происходит вдоль пролива.

Зависимость коэффициентов A от средней скорости течений представлена на рис. 3.27. Для района северной узкости такая зависимость для A'_x и A'_y намечена и представляет практический интерес. В то же время видно, что существенное возрастание коэффициента турбулентного трения начинается при увеличении скорости свыше 15—20 см/с. Для других районов связь между A и $\bar{u}$ по материалам расчетов вновь не обнаружена.

Таблица 3.21

Расчетные значения параметров горизонтальной турбулентности в Керченском проливе

Номер опыта	Станция	Горизонт, м	Δt мин	N	u_p см/с	$\bar{u}_x'^2$	$\bar{u}_y'^2$	$\lvert\bar{u}_x'\rvert$	$\lvert\bar{u}_y'\rvert$	$A_x \cdot 10^4$ см²/с	$A_y \cdot 10^4$ см²/с	$A_{xy} \cdot 10^4$ см²/с	$A_{yx} \cdot 10^4$ см²/с	$m^*_{u_x}$	$m^*_{u_y}$	$R_{u_x u_y}$	$A'_x \cdot 10^4$ см²/с	$A'_y \cdot 10^4$ см²/с	$a_x \cdot 10^3$	$b_y \cdot 10^3$
Разрез п. Крым — п. Кавказ																				
1	2	3	15	429	35,4	8,35	12,79	2,2	2,6	1,5	2,0	—0,4	—0,3	1,8	1,9	—0,2	2,2	1,4	6,7	8,6
2	2	6	15	732	26,2	10,12	8,88	1,8	2,1	1,7	1,2	—0,3	—0,3	3,2	2,0	—0,2	1,9	1,1	7,3	9,5
3	4	1	5	936	17,1	27,59	18,79	3,3	2,8	1,8	0,7	0,3	—0,2	2,6	1,8	—0,2	1,8	0,7	7,4	12,3
4	4	1	5	462	6,6	7,0	3,4	2,0	1,3	0,4	0,2	—0,03	—0,04	1,8	2,2	—0,1	0,4	0,2	16,7	24,7
5	4	3	15	714	26,4	6,7	8,0	1,8	2,1	1,1	1,2	—0,3	—0,3	2,1	1,8	—0,3	1,4	0,9	8,3	10,8
6	4	3	15	409	33,6	9,1	31,0	2,0	3,8	1,3	4,3	—1,6	—1,4	2,2	2,1	—0,6	5,0	0,7	4,5	12,0
7	4	3	5	1008	44,0	58,1	14,7	3,9	2,7	4,2	0,7	0,01	—0,06	3,9	2,1	—0,01	4,2	0,7	4,9	11,8
8	4	3	5	596	25	13,0	7,5	2,0	1,9	0,9	0,4	—0,1	—0,1	3,1	2,1	—0,2	0,9	0,3	10,5	16,9
9	4	6	5	775	15,2	3,3	2,4	1,3	1,2	0,2	0,1	—0,0001	0,0003	1,9	1,6	0,01	0,2	0,1	22,4	28,3
10	6	3	15	519	33,7	7,3	16,1	1,9	2,9	1,1	2,2	—0,6	—0,5	2,1	1,9	—0,4	2,5	0,9	6,4	10,8
Разрез м. Хрони — м. Ахиллеон																				
11	10	1	10	996	12,3	24,7	16,6	3,5	3,2	2,9	1,9	—1,1	—0,9	2,0	1,6	—0,4	3,6	1,3	5,3	8,8
12	10	1	5	1026	4,4	110,3	43,8	7,9	5,0	7,0	2,6	—0,5	—0,4	1,8	1,7	—0,1	7,1	2,5	3,8	6,3
13	10	1	5	790	22,4	2,8	3,3	1,0	1,2	0,1	0,2	—0,1	—0,1	2,8	2,3	—0,5	0,2	0,1	20,4	35,2
14	10	3	5	1012	5,7	28,0	8,1	3,2	2,0	1,7	0,5	0,01	0,01	2,8	2,0	0,04	1,7	0,5	7,7	14,5
15	10	3	5	794	9,0	13,3	8,5	2,1	2,0	0,7	0,5	—0,1	—0,1	3,1	2,1	—0,1	0,7	0,4	11,6	15,2
16	10	8	10	344	14,3	32,1	11,9	2,9	2,2	4,7	1,1	—0,2	—0,2	3,8	2,4	—0,1	4,8	1,1	4,6	9,4
17	10	8	10	208	11,5	2,5	3,2	1,1	1,3	0,2	0,3	—0,1	—0,02	2,0	1,9	—0,1	0,3	0,2	18,3	22,8
18	10	8	5	788	3,1	3,5	1,6	1,2	0,9	0,2	0,1	—0,01	—0,01	2,3	2,0	—0,1	0,2	0,1	23,8	25,3
Разрез Павловская узкость																				
19	17	1	5	792	17,4	8,0	8,2	2,0	2,1	0,5	0,4	—0,2	—0,1	2,0	1,9	—0,3	0,6	0,3	12,8	17,5
20	17	1	5	236	30,7	48,0	12,5	2,4	2,2	2,8	0,6	—0,9	—0,8	8,2	2,6	—0,6	3,1	0,3	5,7	17,7
21	17	1	5	229	23,6	128,3	104,0	7,9	7,9	6,1	4,7	—1,7	—1,4	2,0	1,7	—0,3	7,1	3,7	3,8	5,2
22	17	3	5	257	27,6	37,3	61,2	4,5	6,0	1,7	2,8	—1,0	—0,8	1,8	1,7	—0,4	3,3	1,2	5,5	9,3
23	17	3	5	573	18,5	26,6	14,1	3,4	2,9	1,9	0,7	0,05	—0,004	2,4	1,6	—0,03	1,9	0,7	7,2	11,9
24	17	3	5	474	20	3,0	3,0	1,1	1,3	0,2	0,1	—0,1	—0,05	2,5	1,8	—0,4	0,2	0,1	22,3	34,5
25	17	6	5	231	30,9	18,7	26,3	2,8	4,0	0,9	1,1	—0,5	—0,4	2,4	1,7	—0,5	1,5	0,5	8,2	14,1
Разрез м. Такиль — м. Панагия																				
26	27	3	20	204	20,4	43	7,7	1,5	2,1	0,7	1,2	0,5	—0,6	1,8	1,8	—0,6	1,5	0,3	8,1	17,6

Примечание. $R_{u_x u_y}$ — коэффициент взаимной корреляции составляющих.

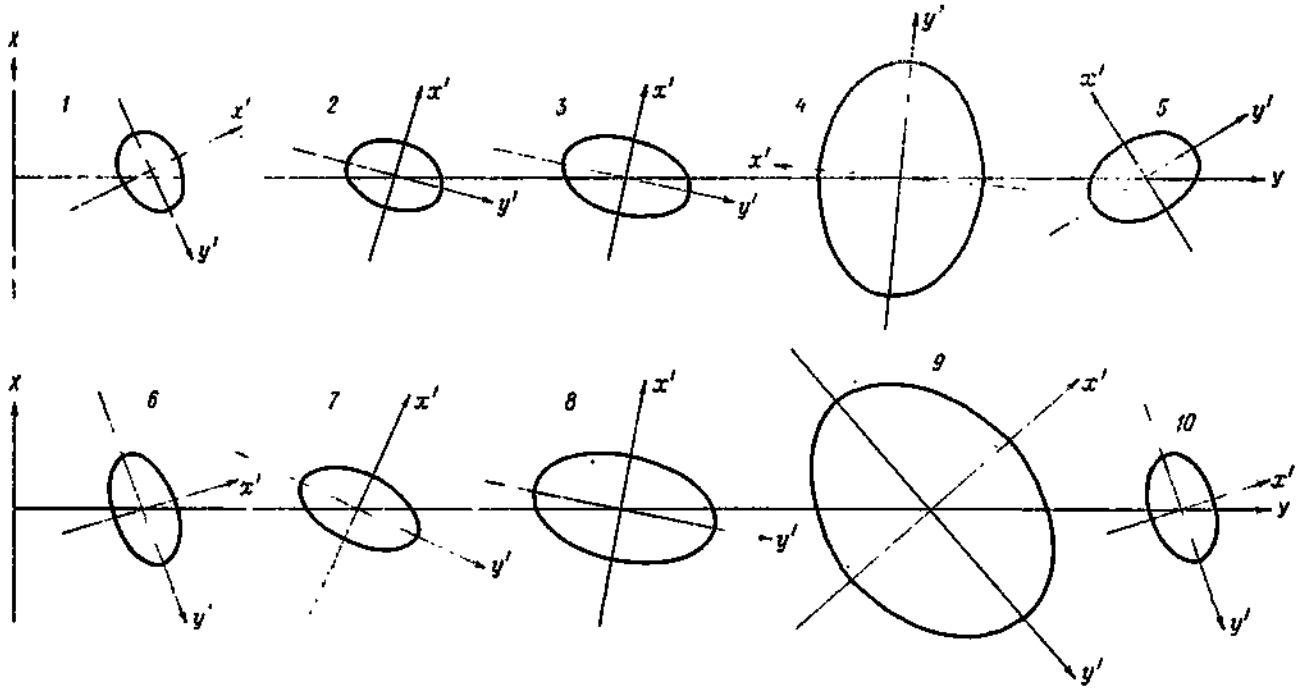


Рис. 3.26. Характерные эллипсы горизонтального турбулентного обмена в Керченском проливе.
1, 2, 3 — на разрезе п. Крым — п. Кавказ; *4, 5, 6* — на разрезе м. Хрони — м. Ахиллеон; *7, 8, 9* — в Павловской узкости; *10* — на разрезе м. Такиль — м. Панагия.

При уменьшении осредненной скорости течения с глубиной отмечается затухание горизонтального обмена от поверхности ко дну (рис. 3.28).

Выполненные расчеты позволяют оценить применимость к условиям пролива «закона 4/3» Обухова—Ричардсона

$$A = \chi b^{4/3}, \tag{3.31}$$

где параметр χ следует выбирать в интервале значений 0,008—0,09 см$^{2/3}$ с [140, 168].

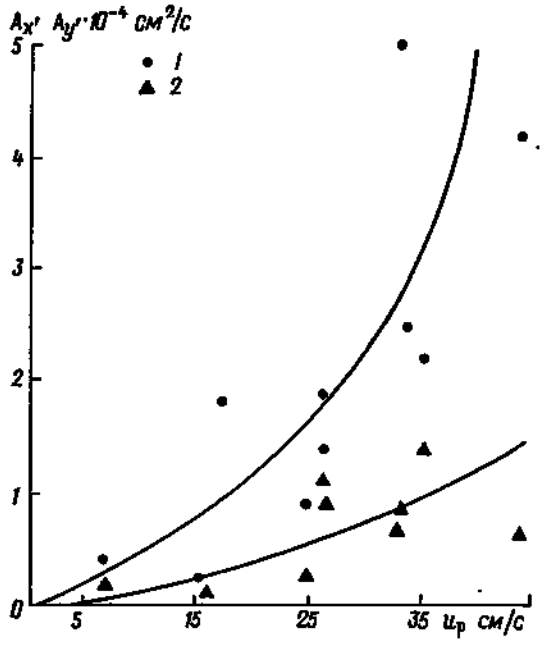


Рис. 3.27. Зависимость коэффициентов горизонтального турбулентного обмена от скорости течения в северной узкости Керченского пролива.
$1 - A'_{x'}$; $2 - A'_{y'}$.

Если принять в уравнении движения для мелкого моря, что трение пропорционально первой степени скорости, так как это сделано в теории течений мелководного пролива [17, 106], то можно записать уравнение:

$$A\,\partial^2\bar{u}/\partial y^2 = -r\bar{u}, \tag{3.32}$$

где r — коэффициент трения, учитывающий косвенно и инерцию, если он определяется эмпирически для данного района, а

$$\bar{u} = \frac{1}{b}\int_{-b/2}^{b/2} u\,dy. \tag{3.33}$$

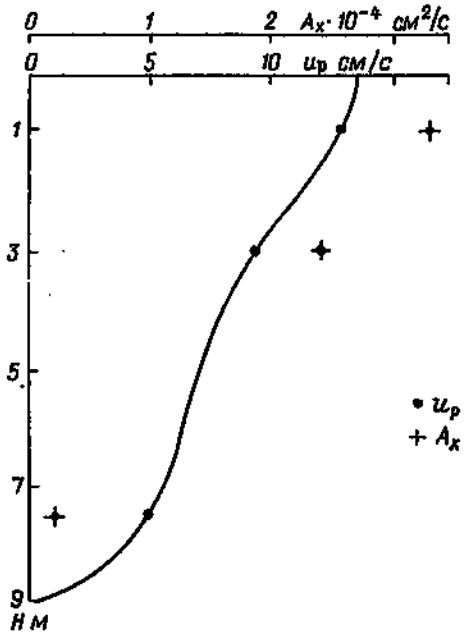


Рис. 3.28. Изменение с глубиной средней скорости течения и коэффициента A_x.

Тогда с учетом параболического профиля искомая зависимость, связывающая r с A, будет иметь вид

$$r = 48A/b^2. \qquad (3.34)$$

Если, например, задаться синусоидальным горизонтальным профилем, как это сделано в работе [182], то получится аналогичная зависимость

$$r = \pi^2 A/b^2. \qquad (3.35)$$

Переходя от A к r с помощью формулы (3.34), получаем соотношение

$$r = 48\chi b^{-2/3}, \qquad (3.36)$$

которое указывает, что «закон 4/3» в проливах не выполняется.

Этот вывод согласуется с результатами экспериментальных работ [148], показавшими, что наличие твердой стенки в потоке уменьшает показатель степени в «законе 4/3».

3.3.6. Расчет течений

На основе выполненного выше анализа материалов непосредственных наблюдений за течениями и определяющими их факторами первоначально была сделана попытка разработать эмпирический метод расчета течений. По материалам наблюдений за 1957—1963 гг. (использован ряд из 58 членов) было получено уравнение для расчета скорости течения в проливе в зависимости от разности уровней на его концах и осредненного ветра над проливом:

$$u = 1{,}18\,\Delta\zeta + 2{,}14W + 1{,}56, \qquad (3.37)$$

где u — скорость течения на разрезе п. Крым — п. Кавказа; $\Delta\xi$ — средняя суточная разность уровня между Мысовым и Феодосией; W — средняя суточная проекция ветра на ось пролива по пунктам Мысовое, Феодосия, Анапа, Темрюк. Коэффициент корреляции равен $0{,}89 \pm 0{,}05$. Средняя ошибка определения скорости течения равна 6,3 см/с. Наличие свободного члена в правой части уравнения, по-видимому, есть результат недоучета других факторов, обусловливающих незначительные течения в Керченском проливе. Вход в уравнение делается с соответствующим знаком.

Использование уравнения (3.37), как любого эмпирического уравнения, имеет ряд ограничений, связанных, прежде всего, с недостаточностью исходных материалов, не охватывающих весь сложный спектр процессов, происходящих в проливе. В частности, им можно пользоваться для расчета течений лишь при разности уровней на концах пролива не более 35—40 см. Экстраполировать прямую связи (предположим при $W = 0$) в область больших разностей уровней нежелательно, так как при больших разностях уровней изменения скорости течения при изменении уклона происходят нелинейно (о чем мы указывали выше).

Поэтому позднее был разработан новый метод расчета течений в Керченском проливе [10]. При этом использованы данные о течениях уже не в одной точке, а осредненные по разрезу скорости течения за время измерения расхода воды (2—4 ч).

Как было показано, при установившихся процессах уровенная поверхность в проливе принимает определенные типовые положения. Для этих стационарных условий запишем уравнение движения, как это принято в речной гидравлике, в следующем виде [118]:

$$JR + [\rho_в f_в/(\rho g)]\, W^2 \cos\alpha_2 = u\,|u|\, f_д/g, \qquad (3.38)$$

где J — уклон водной поверхности; R — гидравлический радиус; $f_в$, $f_д$ — соответственно коэффициенты трения ветра о водную поверхность и жидкости о дно (коэффициент сопротивления); $\rho_в$, ρ — плотность воздуха и воды; g — ускорение свободного падения; W — скорость ветра; α_2 — угол между направлением ветра и осью пролива; u — скорость течения.

В уравнении (3.38) первый член левой части отражает влияние горизонтальных градиентов давления и обусловливает наличие градиентной составляющей течений. Второй член левой части уравнения учитывает влияние ветра на водную поверхность и определяет, главным образом, наличие дрейфовой составляющей течения.

Преобразуем уравнение (3.38) с учетом того, что для широких русел гидравлический радиус R приблизительно равен [35] средней глубине H, а $f_д = g/c^2$:

$$u = c\sqrt{|JH + [\rho_в f_в/(\rho g)]\, W^2 \cos\alpha_2|}. \qquad (3.39)$$

Здесь c — коэффициент Шези, зависящий от шероховатости русла и глубины.

Формула (3.39) представляет собой известное уравнение Караушева для расчета сгонно-нагонных течений [90]. При этом принимаем по работам [90, 118], что $\rho_в f_в/(g\rho) = 0{,}338 \cdot 10^{-6}$. Формула (3.39) хорошо зарекомендовала себя при гидравлических расчетах на водохранилищах и устьях рек [90, 118].

Для определения коэффициента Шези в речной гидравлике предложено множество формул [35], в которых значения коэффициента c определяются как сумма сил сопротивления дна, выраженная через различные гидравлические характеристики. Для условий проливов определение этих сил в натурных экспериментах представляет значительные трудности. Методы определения гидравлических параметров в проливах недостаточно разработаны. Известны лишь работы С. О. Макарова [74], В. Л. Лебедева [108], использовавших формулы речной гидравлики для расчетов плотностных течений, в частности, в проливе Босфор.

Поэтому нами был принят следующий путь исследований. Первоначально по наиболее известным формулам гидравлики (Маннинга, Зегжда, Агроскина, Базена [35]) были рассчитаны возможные значения коэффициента c с использованием данных гидрометеорологических наблюдений, непосредственных измерений средних значений гидравлических параметров в Керченском проливе [10]. При этом предполагалось, что гидродинамические процессы в северной узкости Керченского пролива (для которой разрабатывалась методика расчета) сходны с процессами в широком русле. Принят коэффициент шероховатости $n^* = 0{,}040$ [35] при средней глубине $H_{ср} = 6$ м. Полученные значения c изменялись от 25 до 39 при среднем значении, оказавшемся равным 31.

Далее преобразуем уравнение (3.39), заменяя J на $\Delta\xi$ (что можно сделать, учитывая, что $J =$

$= \Delta\xi/L_n$, а для наших условий расстояние между уровенными постами $L_n = \text{const}$, получаем:

$$c = u/(10^{-3}\sqrt{|H_{ср}\Delta\zeta + 0{,}338W^2\cos\alpha_2|}), \quad (3.40)$$

где $H_{ср}$ — глубина, м; $\Delta\xi$ — разность уровней, см; W — скорость ветра, м/с.

По уравнению (3.40) были выполнены расчеты коэффициента c по материалам наблюдений в проливе. При этом получили значения коэффициента c_1^*, близкого по своим значениям к коэффициенту Шези, но имеющего более общий физический

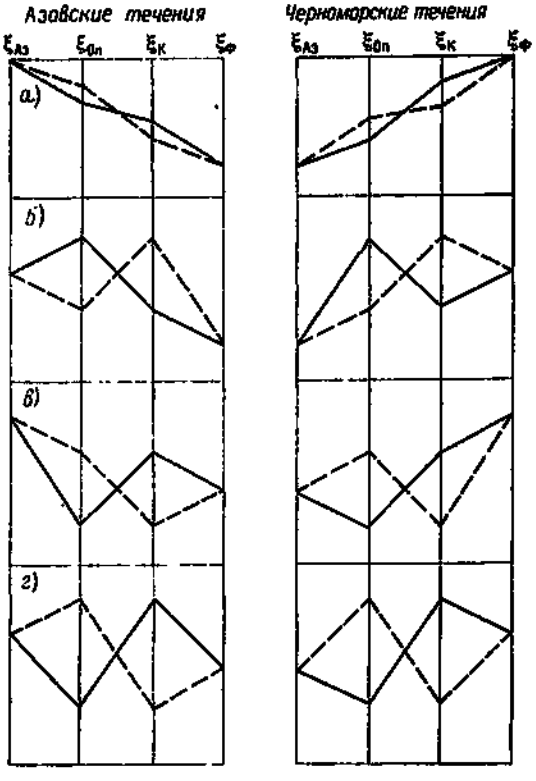


Рис. 3.29. Схема возможных положений уровенной поверхности вдоль Керченского пролива (применительно к методу расчета течений).

Азовские течения: $а - \xi_{Аз} - \xi_{Ф}$; $б - \xi_{Оп} - \xi_{Ф}$; $в - \xi_{Аз} - \xi_{Оп}$ (или $\xi_К$); $г - \xi_{Аз}$ (или $\xi_{Оп}$) $- \xi_{Оп}$ (или $\xi_К$).

Черноморские течения: $а - \xi_{Ф} - \xi_{Аз}$; $б - \xi_К$ (или $\xi_{Оп}$) $- \xi_{Аз}$; $в - \xi_{Ф} - \xi_{Оп}$; $г - \xi_К$ (или $\xi_{Оп}$) $- \xi_{Оп}$ (или $\xi_{Аз}$).

смысл (учитывается не только трение о дно пролива, но и прочие силы трения, инерция и др.).

По данным о расходах воды в Керченском проливе на разрезе п. Крым — п. Кавказ (северная узкость) за период 1963—1974 гг. были отобраны случаи однонаправленных установившихся течений. Как показано [4, 167, 188], такие течения тесно связаны с разностью уровней Азовского и Черного морей. При этом в качестве исходных уровней использованы: для Азовского моря — средний уровень уровенных постов Мысовое и Темрюк $(\xi_М + \xi_Т)/2$; для Черного моря — уровень по Феодосии. Уровни осреднялись (из ежечасных наблюдений) за период измерения расходов воды (обычно 3—4 ч).

Средняя глубина разреза рассчитывалась по выведенному нами уравнению

$$H_{ср} = \xi_{Оп} \cdot 10^{-2} + 1{,}54, \quad (3.41)$$

выражающему связь глубины на разрезе $H_{ср}$(м) с уровнем в Опасном $\xi_{Оп}$ (см).

Для учета влияния ветра использовались данные наблюдений на каждой станции разреза.

Всего было отобрано 62 значения расхода воды с однонаправленными течениями (как из Азовского, так и из Черного моря). Для каждого случая рассчитан коэффициент c_1^* по формуле (3.40).

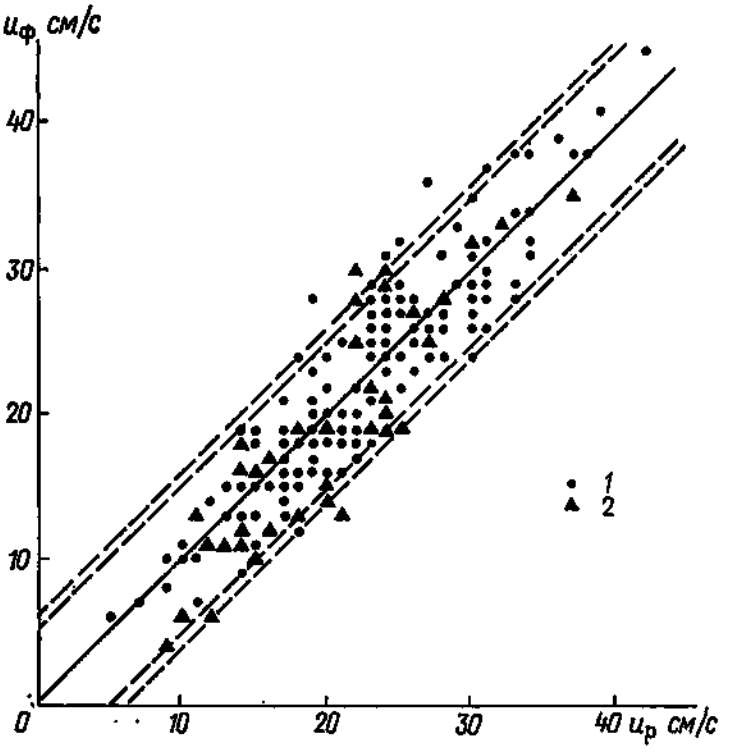


Рис. 3.30. Связь между рассчитанными и наблюденными скоростями течений в Керченском проливе.

1 — наблюдения 1963—1973 гг.; *2* — 1974 г.

Полученные значения c_1^* колебались в интервале 21—34 при среднем значении $c_1^* = 28$. Этот результат довольно близок к среднему c, полученному по теоретическим формулам гидравлики.

Таким образом, формула для расчета течений принимает окончательный вид:

$$u = 28 \cdot 10^{-3}\sqrt{|H_{ср}\Delta\xi + 0{,}338W^2\cos\alpha_2|}. \quad (3.42)$$

По формуле (3.42) были рассчитаны течения в Керченском проливе. При этом в качестве исходного использовались направление и скорость ветра по п. Опасное. По эмпирическим уравнениям связи

$$W_{пр} = 1{,}4W_{Оп} \text{ для направлений Ю—З—С;} \quad (3.43)$$

$$W_{пр} = 0{,}9W_{Оп} \text{ для направлений ССВ—В—ЮЮВ} \quad (3.44)$$

вычислялась скорость ветра в проливе $W_{пр}$, которая непосредственно вводилась в формулу (3.42).

Проверка полученных результатов была выполнена путем сравнения с наблюденными значениями средней скорости течения на разрезе п. Крым — п. Кавказ. Оценка точности метода определена по распределению погрешностей $u_{ср} - u_р$.

В результате расчетов получены следующие значения статистических параметров связи двух рядов:

$$R_{x,y}=0{,}95;\ \sigma'_y/\sigma_y=0{,}34;\ \eta_1=0{,}94;$$

$$\sigma_{доп}=\pm 5\ \text{см/с};\ u_р-5\leqslant u_Ф\leqslant u_р+5,$$

где R_{xy} — коэффициент корреляции двух рядов; σ'_y — среднее квадратическое отклонение эмпирических точек от установленной зависимости; σ_y — среднее квадратическое отклонение рассчитанной скорости от фактической; η_1 — корреляционное отношение, характеризующее степень тесноты связи между скоростью течения и его статистическими параметрами; $\sigma_{доп}$ — допустимая погрешность.

Таким образом, полученные критерии статистической оценки дают основание утверждать, что принятая методика расчета средней скорости течений в Керченском проливе является вполне удовлетворительной [19].

В то же время, как указывалось выше, сложная многоступенчатая деформация нагонной волны в проливе приводит к тому, что зачастую уровень в проливе оказывается выше (или ниже) уровней в прилегающих районах морей.

Из общего числа рассмотренных случаев лишь в 25—30 % уровни в проливе по абсолютным значениям не выходили за пределы уровней предпроливных районов (рис. 3.29).

Как выяснилось в результате анализа данных наблюдений, в этих случаях разность уровней предпроливных районов морей ($\xi_{Лэ}-\xi_Ф$) не всегда является аргументом функции скорости в формуле (3.42). Если уровень в проливе по наблюдениям станций Опасное или Керчь оказывается выше или ниже уровней морей перед проливом, то знак общего переноса вод в проливе в большинстве случаев (свыше 90 %) по-прежнему определяется знаком разности уровней предпроливных районов морей, однако в самом проливе на отдельных участках его течения направлены так, чтобы восстановить равновесие вод, нарушенное сложным взаимодействием поступательной и стоячей волн.

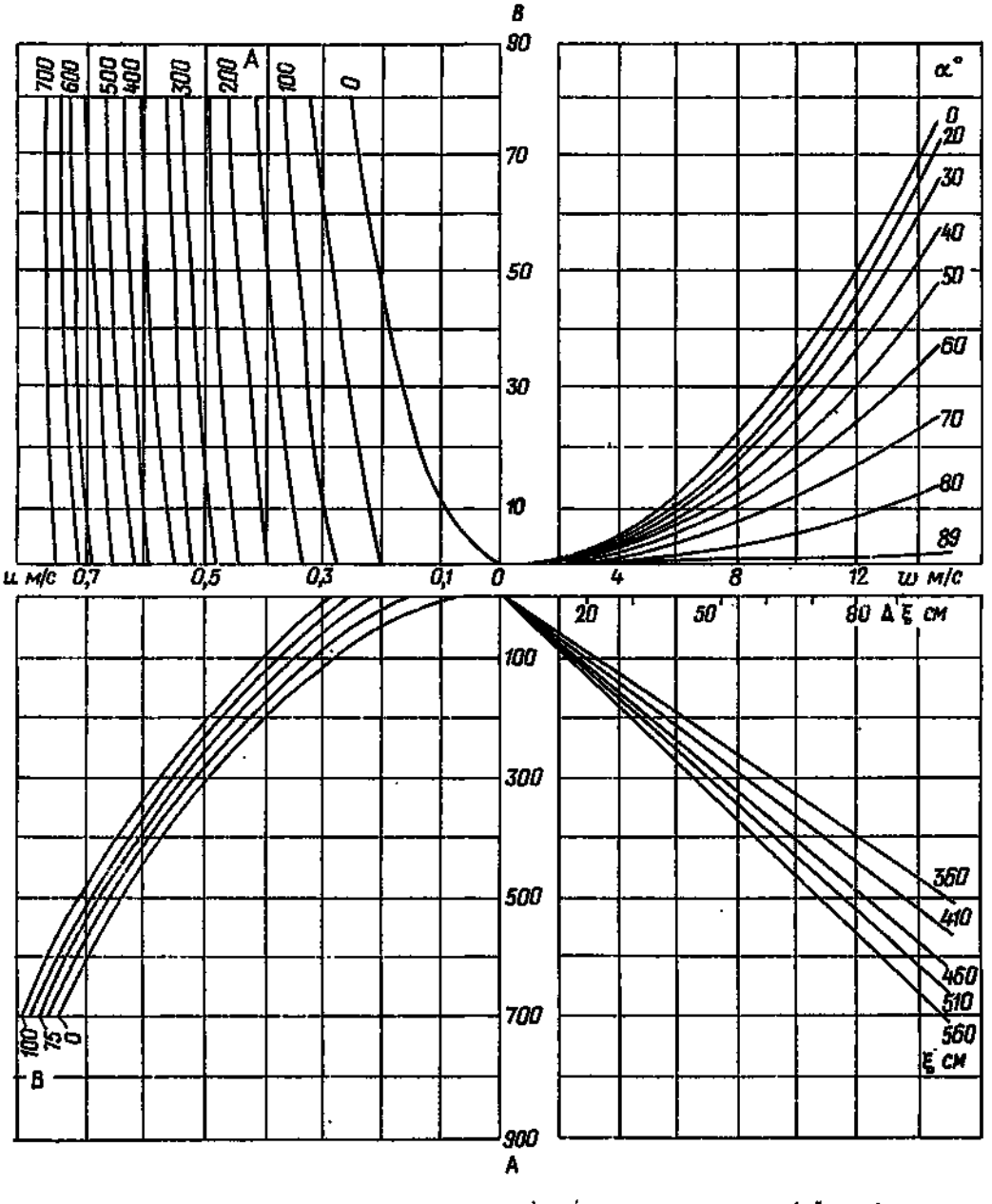


Рис. 3.31. Номограмма для расчета течений в Керченском проливе ($C_1^*=28$).

Анализ данных показал, что в последнем случае наиболее удовлетворительные результаты расчетов по формуле (3.42) получаются при использовании в качестве аргумента разности $\Delta\xi$ экстремальных уровней (рис. 3.29) на участке Азовское море — пролив — Черное море (исключением является лишь пара экстремальных уровней Керчь — Феодосия):

$$\Delta\xi = \xi_{\max(\min)} - \xi_{\min(\max)}. \qquad (3.45)$$

Этот вывод проверен на материалах наблюдений 1963—1973 гг. для 120 случаев и дал удовлетворительный результат (рис. 3.30).

Смешанные (разнонаправленные) течения в Керченском проливе, как было отмечено выше, наблюдаются в основном в период смены знака преобладающего потока. Продолжительность таких периодов обычно не превышает 10—20 ч (за исключением случаев, описанных в п. 3.3.2). При смешанных течениях в проливе, как показал анализ материалов, зачастую наблюдаются периоды, когда расход воды одного знака на 2/3 и более превышает расход с противоположным знаком. В таких случаях также появляется возможность использования предложенной расчетной формулы для определения средних скоростей преобладающих потоков. Подтверждение этому получено при сравнении данных измерений расходов воды в Керченском проливе в створе проектировавшегося сооружения в июне—августе 1974 г. с результатами расчетов по предложенной нами методике.

Всего было измерено 25 однонаправленных и 20 разнонаправленных расходов. Эти материалы были полностью использованы для проверки методики.

На рис. 3.30 показана связь фактических наблюдений с расчетными. Корреляционное отношение этой связи $\eta_1 = 0{,}91$ при $\sigma_{доп} = 6$ см/с. Количество точек, которые вышли за допустимые пределы, составляет менее 10 %.

Разброс точек относительно средней прямой связан с недоучетом некоторых трудно учитываемых высокочастотных факторов как в момент измерения расходов, так и в предшествующий период. При осреднении за больший период влияние этих факторов должно сглаживаться.

Анализом установлено, что наибольшие ошибки расчета получаются тогда, когда за 6 ч до измерения расхода или в период измерения происходит смена направления течения.

Средняя ошибка расчетов составляет около 15 %. Она возрастает с уменьшением скорости и уменьшается при увеличении скорости течения. Предложенной методикой нецелесообразно пользоваться при скоростях течений менее 10—15 см/с.

Для упрощения разовых расчетов по формуле (3.42) предложена номограмма (рис. 3.31), позволяющая определять скорость течения в проливе (при совпадении знака уклона и ветра). По разности экстремальных уровней ($\Delta\xi$) и уровню в Опасном ($\xi_{оп}$) находится функция $A^* = JR$ (правая нижняя часть номограммы). По направлению и скорости ветра в Опасном и уравнениям (3.43, 3.44) вычисляется скорость ветра над проливом и угол между направлением ветра и осью пролива (45—225°). Используя правую верхнюю часть номограммы, определяют функцию $B^* = 0{,}338\, W^2 \cos\alpha_2$. В левой части номограммы (верхней или нижней) по A^* и B^* определяют скорость течения в проливе.

Из рассмотрения номограммы (рис. 3.31) видно, что с увеличением уклона уровня влияние ветра на скорость течения уменьшается (кривые, отражающие влияние ветра в левой нижней части номограммы, сходятся). Однако в пределах наиболее часто повторяющихся разностей уровней (10—20 см) недоучет ветра может вносить ошибку в расчет до 30 %.

Для массовых расчетов течений по уравнению (3.42) составлена программа для ЭВМ.

Разработанные нами методы могут быть использованы для расчета водообмена между Черным и Азовским морями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айтсам А. М., Асток В. К. Морские течения как элементы случайного векторного поля//Труды Таллиннского политехнического института. Сер. А.— 1967.— № 247.— С. 45—49.

2. Аксенов А. А. Предстоящие изменения в гидрологическом режиме Азовского моря//Труды ГОИН.— 1955.— Вып. 20.— С. 27—59.

3. Альтман Э. Н. Наблюдения за течениями на мелководье с помощью самописцев//Сб. работ БГМО ЧАМ.— 1965.— Вып. 3.— С. 3—10.

4. Альтман Э. Н. Об изменчивости уровня и уклонах водной поверхности в Керченском проливе//Сб. работ БГМО ЧАМ.— 1966.— Вып. 4.— С. 49—74.

5. Альтман Э. Н. Исследование водообмена между Черным и Азовским морями//Сб. работ ЛЮМ ГОИН.—1972.— Вып. 11.— С. 3—47.

6. Альтман Э. Н. Водообмен через Керченский пролив в условиях зарегулированного стока рек Азовского бассейна//Океанология.— 1973.— Т. 13, вып. 3.— С. 416—423.

7. Альтман Э. Н. Структура течений Керченского пролива//Труды ГОИН.— 1975.— Вып. 125—. С. 3—16.

8. Альтман Э. Н. К вопросу об изменчивости расходов воды в Керченском проливе (по натурным наблюдениям)//Труды ГОИН.— 1976.— Вып. 132.— С. 17—28.

9. Альтман Э. Н. Турбулентный обмен в Керченском проливе//Труды ГОИН.— 1976.— Вып. 132.— С. 29—36.

10. Альтман Э. Н., Агарков А. К. Расчет течений в Керченском проливе//Метеорология и гидрология.— 1976.— № 3.— С. 60—67.

11. Альтман Э. Н., Агарков А. К. Оценка возможных изменений гидрологического режима Керченского пролива при осуществлении его частичного перекрытия (засыпке прорана Тузлинской промоины)//Труды ГОИН.— 1980.— Вып. 153.— С. 3—13.

12. Альтман Э. Н., Бабичев Е. Н. О динамике вод в Керченском проливе//Сб. работ БГМО ЧАМ.— 1964.— Вып. 2.— С. 25—43.

13. Альтман Э. Н., Гертман И. Ф., Голубева З. А. Климатические поля солености и температуры воды Черного моря.— Севастополь: СО ГОИН, 1987.— 110 с.

14. Альтман Э. Н., Коваленко Т. П. Некоторые особенности структуры потоков в прибосфорском районе Черного моря//Труды ГОИН.— 1981.— Вып. 158.— С. 54—59.

15. Альтман Э. Н., Кумыш Н. И. Многолетняя и внутригодовая изменчивость баланса пресных вод Черного моря//Труды ГОИН.— 1986.— Вып. 176.— С. 3—18.

16. Альтман Э. Н., Лагутин Б. Л., Толмазин Д. М. Особенности горизонтальной турбулентности в мелководном проливе//Сб. работ БГМО ЧАМ.— 1966.— Вып. 4.— С. 75—87.

17. Альтман Э. Н., Толмазин Д. М. Метод расчета течений и водообмена в Керченском проливе//Океанология.— 1970.— Т. 10.— Вып. 3.— С. 438—447.

18. Анализ расчета течений Черного моря/С. Г. Богуславский, А. С. Саркисян, Т. З. Джиоев и др.//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.— 1976.— Т. 12, № 3.— С. 337—340.

19. Аполлов Б. А., Калинин Г. П., Комаров В. Д. Гидрологические прогнозы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 408 с.

20. Ацыховская Ж. М. Некоторые особенности структуры течений верхнего слоя шельфовой зоны Черного моря// Биология моря.— 1977.— Вып. 41.— С. 13—17.

21. Барышевская Г. И. Вертикальные перемещения водных масс в Черном море//Сб. работ БГМО ЧАМ.— 1967.— Вып 5.— С. 3—18.

22. Белов В. П., Филиппов Ю. Г. Основные черты динамики вод Азовского моря и Керченского пролива//Труды ГОИН.— 1978.— Вып. 139.— С. 11—20.

23. Белов В. П., Филиппов Ю. Г., Шкудова Г. Я. Расчет режимных характеристик морских течений по результатам применения численных гидродинамических моделей// Труды ГОИН.— 1981.— Вып. 156.— С. 56—65.

24. Белов В. П., Филиппов Ю. Г., Шлыгин И. А. Расчет водообмена через Керченский пролив//Метеорология и гидрология.— 1978.— № 2.— С. 52—59.

25. Белышев А. П., Клеванцов Ю. П., Рожков В. А. Вероятностный анализ морских течений.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 264 с.

26. Беляев В. С., Колесников А. Г. О причине образования инерционных колебаний при чисто дрейфовых течениях//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.— 1966.— Т. 2, № 10.— С. 1104—1107.

27. Березкин В. А. Динамика моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1947.— 683 с.

28. Беренбейм Д. Я. Колебания водности Черного и Азовского морей и речной сток//Труды АзЧерНИРО.— 1960.— Вып. 18.— С. 3—20.

29. Бибик В. А. Особенности динамики вод юго-восточной части Черного моря и распределение океанографических элементов//Труды АзЧерНИРО.— 1964.— Вып. 23.— С. 23—31.

30. Богданова А. К. Распределение средиземноморских вод в Черном море//Океанология.— 1961.— Т. 1, вып. 6.— С. 983—991.

31. Богданова А. К. Некоторые особенности движения средиземноморской воды в прибосфорском районе Черного моря//Исследование водообмена через Тунисский пролив и Босфор.— Киев, 1976.— С. 73—81.

32. Богданова А. К., Коваленко Т. П. Об оценке направлений экстремальных значений горизонтального турбулентного обмена//Биология моря.— 1977.— Вып. 41.— С. 27—30.

33. Богданова А. К., Коваленко Т. П. Пространственная структура горизонтального турбулентного обмена в Тунисском проливе и в прибосфорском районе Черного моря// Биология моря.— 1977.— Вып. 41.— С. 30—36.

34. Богданова А. К., Толмазин Д. М. О перемешивании вод верхнего и нижнего течений в Босфоре//Динамика вод и вопросы гидрохимии Черного моря.— Киев, 1967.— С. 14—25.

35. Богомолов А. И., Михайлов К. А. Гидравлика.— М.: Стройиздат, 1972.— 632 с.

36. Большаков В .С. Гидрология материкового склона Черного моря//Материалы Всесоюзного симпозиума по изученности Черного и Средиземного морей, использованию и охране их ресурсов. Ч. 1. Океанография. Киев, 1973.— С. 70—73.

37. Большаков В. С., Толмазин Д. М., Розенгурт М. Ш. О горизонтальной циркуляции в Черном море// Изв. АН СССР. Сер. геофиз.— 1964.— № 6.— С. 924—929.

38. Брянцев В. А. Число Ричардсона как показатель интенсивности вертикального переноса кислорода в Черном море//Океанология.— 1981.— Т. 21, вып. 4.— С. 624—626.

39. Булгаков С. Н., Коротаев Г. К. Возможный механизм стационарной циркуляции вод Черного моря//Комплексные исследования Черного моря.— Севастополь, 1984.— С. 32—40.

40. Васильев К. П. Способ предвычисления течений в Керченском проливе//Труды ЦИП.— 1949.— Вып. 14 (41).— С. 38—44.

41. Верболов В. И. и др. Распространение затопленной струи примеси в прибрежной зоне//Течения Байкала.— Новосибирск, 1977.— С. 143—149.

42. Виноградов К. А., Розенгурт М. Ш., Толмазин Д. М. Атлас гидрологических характеристик северо-западной части Черного моря (в рыбопромысловых целях).— Киев: Наукова думка, 1966.— 94 с.

43. Висневский А. А. К вопросу о глубине гидрологических наблюдений на Черном море//Метеорология и гидрология.— 1958.— № 11.— С. 38—39.

44. Владимирцев Ю. А. К вопросу о глубинной циркуляции в Черном море//Океанология.— 1964.— Т. 4, вып. 6.— С. 1013—1019.

45. Врангель Ф. Ф. О физических исследованиях в Черном и Азовском морях//Морской сборник.— 1875.— № 12.— С. 9—29.

46. Гамсахурдия Г. Р. Исследование трехмерной циркуляции вод Черного моря численными методами в рамках диагностической модели М.: ИО АН СССР.— 1975.— 27 с. Деп. в ВИНИТИ, № 1832-75.

47. Гамсахурдия Г. Р., Саркисян А. С. Диагностические расчеты скоростей течений на 11 горизонтах для Черного моря//Океанология.— 1975.— Т. 15, вып. 2.— С. 239—244.

48. Ганькевич В. В. О течениях в Керченском проливе//Труды II Всесоюзного гидрологического съезда.— 1929.— Ч. II.— С. 401—403.

49. Гезенцвей А. О. О зависимости коэффициента горизонтального макрообмена в море от периода осреднения пульсаций скорости течения//Изв. АН СССР, сер. геофиз.— 1959.— № 1.— С. 105—107.

50. Гезенцвей А. Н. О горизонтальном макротурбулентном обмене в Черном море//Труды ИОАН.— 1961.— Т. 52.— С. 115—132.

51. Гертман И. Ф. Региональный банк глубоководной гидрологической информации Черного и Азовского морей// Труды ВНИИГМИ—МЦД.— 1984.— № 13.— С. 27—32.

52. Гидрологический справочник морей СССР. Азовское море. Т. 3. Вып. 2.— М.: Гидрометеоиздат, 1937.— 464 с.

53. Гидрометеорологический справочник Азовского моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1962.— 856 с.

54. Гутерман И. Г. Распределение ветра над северным полушарием.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 250 с.

55. Демин Ю. А., Трухчев Д. И. Нелинейная модель адаптации полей плотности и течений в западной части Черного моря//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.— 1984.— Т. 20, № 12.— С. 1171—1182.

56. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения: Пер. с англ.— М.: Мир, 1971.— Вып. 1.— 316 с., 1972.— Вып. 2.— 287 с.

57. Джиганшин Г. Ф., Ханайченко Н. К., Хлыстов Н. З. О вертикальных движениях вод Черного моря// Мор. гидрофиз. исслед.— 1976.— № 1.— С. 66—79.

58. Джиоев Т. З. Расчет трех составляющих скорости течений в Черном море//Исслед. некоторых уравнений матем. физ.: Сб. науч. работ, Тбилиси, НПМ ТГУ.— М., 1974.— Вып. 2.— С. 59—63.

59. Джиоев Т. З., Саркисян А. С. Прогностические расчеты течений в Черном море//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.— 1976.— Т. 12, № 2.— С. 217—223.

60. Динамика океана/В. Г. Бухтеев, Ю. П. Доронин, М. М. Зубова и др.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 303 с.

61. Добровольский А. Д. Динамическая карта восточной части Черного моря//Изв. Гидрометеорологического института Черного и Азовского морей.— 1933.— № 1.— С. 10—15.

62. Ефимов В. В., Куликов Е. А. Применение метода адаптивной оценки пространственно-временных спектров к анализу захваченных волн//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.— 1978.— Т. 14, № 7.— С. 748—756.

63. Журбас В. М., Муравьев С. С., Татарасв Т. М. Экспериментальное исследование турбулентной диффузии струй примеси в поверхностном слое моря//Океанология.— 1975.— Т. 15, вып. 4.— С. 611—615.

64. Зайдлер Р., Муравьев С. С. Внутренняя структура поля примеси, диффундирующей в прибрежной зоне моря//Сб. Особенности и трансформация гидродинамических процессов в прибрежной зоне бесприливного моря. Morski Institut Rybacki, Gdynia: oskoder Wydawniczy.— Серия R.— 1977.— № 2.— С. 159—166.

65. Зац В. И. Об оценке масштабов явления горизонтального турбулентного обмена по наблюдениям над скоростями течений в Черном море//Динамика вод и вопросы гидрохимии Черного моря.— Киев: Наукова думка, 1967.— С. 26—33.

66. Зац В. И. Характеристика среднемасштабной горизонтальной турбулентной диффузии в Черном море//Океанографические аспекты самоочищения моря от загрязнения.— Киев: Наукова думка, 1970.— С. 50—68.

67. Зац В. И. Влияние физико-океанологических факторов на поле примеси в шельфовой зоне моря.— Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук.— М.: Изд-во МГУ, 1975.— 31 с.

68. Зац В. И., Андрющенко Б. Ф., Немировский М. С. Натурное моделирование и некоторые особенности механизма горизонтальной диффузии на устьевом взморье у приглубого шельфа Черного моря//Материалы IV Всесоюзного симпозиума по современным проблемам самоочищения и регулирования качества воды.— Таллин, 1972.— С. 37—49.

69. Зац В. И., Кандыбко В. В. Зависимость среднемасштабного горизонтального обмена от определяющих факторов и его пространственная изменчивость у приглубых шельфов//Процессы перемешивания и водообмена в Черном море и их влияние на биологическую продуктивность.— Киев: Наукова думка, 1972.— С. 96—111.

70. Зац В. И., Кандыбко В. В. Изменчивость дисперсии пульсаций скоростей течений для процессов среднего и крупного масштабов//Биология моря.— 1977.— Вып. 41.— С. 53—60.

71. Зац В. И., Немировский М. С. Некоторые статистические характеристики полей искусственно вносимых в море примесей//Информационный бюллетень № 3. Турбулентность и диффузия примесей в море.— М., 1977.— С. 140—145.

72. Зац В. И., Немировский М .С. Характеристики турбулентной диффузии мезомасштабных пятен примеси в открытом океане//Океанология.— 1979.— Т. 19, вып. 3.— С. 399—405.

73. Зац В. И., Немировский М. С., Макеев Г. Н. Методические особенности флуориметрических измерений пятен красителя в 27 рейсе нис «Мих. Ломоносов»//Экспедиционные исследования в Южной Атлантике и Средиземном море (27-й рейс нис «Мих. Ломоносов»).— Киев: Наукова думка, 1975.— Ч. 2.— С. 73—76.

74. Зубов Н. Н. Основы учения о проливах Мирового океана.— М.: Географиз, 1956.— 240 с.

75. Иваненков Г. В. Вопросы динамики инерционных течений вблизи берега моря//Труды ГОИН.— 1977.— Вып. 141.— С. 46—65.

76. Иванов Г. С. О колебаниях уровня Азовского моря, обусловленных гидрометеорологическими факторами//Докл. ГОИН.— 1946.— № 56, 57 и 60.— С. 1—11.

77. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря/А. С. Блатов, Н. П. Булгакова, В. А. Иванов и др.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 240 с.

78. Исаева Л. С., Исаев И. Л. Об одном из методов определения коэффициента обмена вертикальной турбулентной диффузии в море//Труды МГИ АН УССР.— 1964.— Т. 30.— С. 41—45.

79. Исследование океанической турбулентности/Под ред. Р. В. Озмидова.— М.: Наука, 1973.— 174 с.

80. Исследование изменчивости гидрофизических полей в окане/Под ред. Р. В. Озмидова.— М.: Наука, 1974.— 211 с.

81. Казакевич Д. И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 319 с.

82. Казанский А. Б., Монин А. С. Турбулентность в приземных инверсиях//Изв. АН СССР, сер. геофиз.— 1956.— № 1.— С. 3—9.

83. Калиткин Н. Н. Численные методы.— М.: Наука, 1978.— 512 с.

84. Каменкович В. М. Основы динамики океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 240 с.

85. Кан С. И. О расчете и прогнозе течений в Керченском проливе//Труды Океаногр. комиссии АН СССР.— 1961.— Т. 11.— С. 130—141.

86. Кан С. И., Лагутин Б. Л. Краткосрочный прогноз течений в Керченском проливе//Труды ЦИП.— 1954.— Вып. 57.— С. 22—34.

87. Карабашев Г. С. Фотоэлектрический подводный флуориметр//Труды ИО АН СССР.— 1965.— Т. 17.— С. 110—115.

88. Карабашев Г. С., Озмидов Р. В. Исследование турбулентной диффузии примеси в море при помощи флуоресцирующих индикаторов//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.— 1965.— Т. 1, № 11.— С. 1178—1189.

89. Карабашев Г. С., Озмидов Р. В. Исследование диффузии примеси в море с помощью люминисцентных индикаторов и буксируемого датчика//Исследование изменчивости гидрофизических полей в океане.— М., 1974.— С. 135—144.

90. Караушев А. В. Сгонно-нагонные явления на водохранилищах и озерах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 215 с.

91. Килиженко В. Л. Экспериментальное исследование горизонтальной турбулентной диффузии пятна примеси в море//Материалы рыбохозяйственных исследований Северного бассейна. Вып. 4.— Мурманск, 1964.— С. 46—52.

92. Китайгородский С. А. К теории турбулентного перемешивания в море в связи с расчетом толщины верхнего изотермического слоя//Труды ИО АН СССР.— 1961.— № 52.— С. 3—86.

93. Киткин П. А. О циркуляции, возбуждаемой ветром в море переменной плотности//Изв. АН СССР. Сер. геофиз.— 1953.— № 3.— С. 232—251.

94. Коновалова И. З. Прибрежные течения поверхностного слоя в морях без приливов: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук/МГУ. М., 1970.— 15 с.

95. Коновалова И. З. Статистическая характеристика течений в прибрежной зоне//Труды ГОИН.— 1970.— Вып. 103.— С. 129—136.

96. Коновалова И. З. Некоторые особенности горизонтальной турбулентности в прибрежной зоне моря//Труды ГОИН.— 1972.— Вып. 112.— С. 114—121.

97. Коновалова И. З., Лагутин Б. Л. Некоторые статистические характеристики прибрежных течений по результатам аэрофотосъемки//Труды ГОИН.— 1968.— Вып.— 95— С. 72—84.

98. Коновалова И. З. Лагутин Б. Л., Овсянникова О. А. Определение режимных характеристик течений в прибрежной зоне морей//Труды ГОИН.— 1972.— Вып. 112.— С. 44—56.

99. Книпович Н. М. Гидрологические исследования в Черном море//Труды Азово-Черноморской промысловой экспедиции, 1932.— Вып. 10.— 272 с.

100. Книпович Н. М. Гидрология морей и солоноватых вод.— М.— Л.: АН СССР, 1938.— 514 с.

101. Кремзер У., Озмидов Р. В. Турбулентность, диффузия примесей и микроструктура полей Балтийского моря//Исследования по динамике вод Балтийского моря.— М.: Наука, 1977.— С. 152—197.

102. Кривошея В. Г., Плахин Е. А., Савин М. Т. Временная изменчивость течений в верхнем слое Черного моря//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.— 1979.— Т. 15, № 10.— С. 1109—1114.

103. Кривошея В. Г., Савин М. Т., Титов В. Б. Оценка энергии среднего движения и флюктуаций течений на шельфе Кавказского побережья Черного моря//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.— 1981.— Т. 17, № 5.— С. 554—557.

104. Кропачев Л. Н., Шайтан О. И. Некоторые особенности колебания уровня моря в Керченском проливе// Океанология.— 1961.— Т. 1, вып. 5.— С. 837—845.

105. Лабзовский Н. А. Турбулентная диффузия в озерах//Изменчивость гидрофизических полей в озерах.— Л.— 1978.— С. 117—146.

106. Лагутин Б. Л., Толмазин Д. М. О теоретическом решении проблемы искусственного регулирования водообмена через Керченский пролив//Метеорология и гидрология.— 1965.— № 4.— С. 18—21.

107. Латун В. С. О характере зависимости коэффициента горизонтального турбулентного перемешивания в море от периода осреднения пульсаций скорости течения//Метеорология и гидрология.— 1960.— № 7.— С. 35—36.

108. Лебедев В. Л. Использование гидравлических зависимостей при расчетах плотностных течений в морских проливах//Вестник МГУ. Сер. биол., почвовед., геол., геогр.— 1951.— № 2.— С. 229—231.

109. Леонов А. К. Региональная океанография. Ч. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 765 с.

110. Лоидис А. П. К вопросу о течениях в Керченском проливе//Записки по гидрографии.— 1901.— Вып. 23.— С. 1—19.

111. Мамаев О. И. Морская турбулентность (перемешивание вод Мирового океана).— М.: МГУ, 1970.— 204 с.

112. Марков Х. Т. О переносе и распространении речных вод от северо-западной части Черного моря вдоль побережья Болгарии//Труды ГОИН.— 1981.— Вып. 158.— С. 28—33.

113. Марков Х. Т., Есин Н. В. Общая характеристика циркуляции вод в зоне шельфа//Геология и гидрология западной части Черного моря.— София, 1979.— С. 37—41.

114. Марков Х. Т., Крейман К. Горизонтальный макротурбулентный обмен в районе Болгарского Черноморья// Океанология.— София.— 1977.— Кн. 2.— С. 91—94.

115. Марчук Г. И., Кордзадзе А. А., Скиба Ю. Н. Расчет основных гидрологических полей Черного моря//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.— 1975.— Т. 11, № 4.— С. 379—393.

116. Мизиков П. И. О статистических характеристиках морских течений//Труды ГОИН.— 1964.— Вып. 75.— С. 66—76.

117. Михайлова Э. Н. Некоторые задачи теории периодических течений//Проблемы теории океанических течений. Экспресс-информация № 4. Сб. трудов симп. по теории мор. и океанич. течений.— Киев, 1966.— С. 106—126.

118. Михайлов В. Н. Динамика потока и русла в неприливных устьях рек.— М.: Гидрометеоиздат, 1971.— 257 с.

119. Михайлов Ю. Д. Вероятностные характеристики прибрежных течений Балтийского моря//Труды ГОИН.— 1972.— Вып. 110.— С. 76—86.

120. Монин А. С. О спектре турбулентности в температурно-неоднородной атмосфере//Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз.— 1962.— № 3.— С. 357—407.

121. Монин А. С. О взаимодействии между вертикальной и горизонтальной диффузией примесей в море//Океанология.— 1969.— Т. 9, вып. 1.— С. 76—81.

122. Монин А. С. Океанская турбулентность: Материалы международного симпозиума. Ванкувер (Канада). 11—14 июня 1968 г.//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.— 1969.— Т. 5, № 2.— С. 218—225.

123. Монин А. С., Озмидов Р. В. Океанская турбулентность.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 320 с.

124. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Ч. 2.— М.: Наука, 1967.— 720 с.

125. Морошкин К. В. О закономерностях изменения рассеивания (диссипации) энергии в стационарных ветровых течениях Балтийского моря//Труды ИО АН СССР.— 1951.— Т. 6.— С. 49—58.

126. Москаленко Л. В. Расчет стационарных ветровых течений в Черном море//Океанология.— 1975.— Т. 15, вып. 2.— С. 245—250.

127. Москаленко Л. В. Численный расчет стационарной циркуляции в Черном море по типовым полям ветра// Метеорология и гидрология.— 1975.— № 1.— С. 58—64.

128. Некоторые аспекты циркуляции и термохалинной структуры северо-западной части Черного моря/А. С. Блатов, Ю. А. Владимирцев, А. Н. Косарев, В. С. Тужилкин// Географические аспекты изучения гидрологии и гидрохимии Азовского бассейна: Сб. науч. тр. Геогр. об-ва. СССР АН СССР.— Л., 1981.— С. 126—136.

129. Некоторые особенности циркуляции вод Черного моря и режима прибосфорского района/С. С. Войт, Д. А. Аксенов, М. М. Богородский, В. В. Синюков//Океанология.— 1961.— Т. 1, вып. 4.— С. 613—625.

130. Немировский М. С. Особенности диффузии пассивной примеси от стационарных источников//Materialien des RGW — Symposiums zur turbulenten Diffusion in Meer, Berlin, 1979.— R 4, H. 30.— S. 63—70.

131. Немировский М. С. Связь вертикального коэффициента турбулентной диффузии с числом Ричардсона// Труды ГОИН.— 1981.— Вып. 158.— С. 48—53.

132. Новицкий В. П. Вертикальное строение водной толщи и общие черты циркуляции вод Черного моря//Труды АзЧерНИРО.— 1964.— Вып. 23.— С. 3—22.

133. Новицкий В. П. Влияние динамики вод на характер распределения океанографических показателей биопродуктивности и морских организмов в северо-западной части Черного моря//Труды АзЧерНИРО.— 1968.— Вып. 27.— С. 3—17.

134. Обухов А. М. Турбулентность в температурно-неоднородной атмосфере//Труды ин-та теоретической геофизики.— 1946.— Т. 1.— С. 27—39.

135. О внутригодовой изменчивости течений на шельфе Кавказского побережья Черного моря/В. Г. Кривошея, Е. А. Плахин, М. Т. Савин и др.//Океанология.— 1980.— Т. 20, вып. 1.— С. 34—39.

136. Озмидов Р. В. Теория турбулентности и турбулентность в море//Труды ИО АН СССР.— 1961.— Т. 52.— С. 97—114.

137. Озмидов Р. В. Статистические характеристики горизонтальной макротурбулентности в Черном море//Труды ИО АН СССР.— 1962.— Т. 60.— С. 114—129.

138. Озмидов Р. В. Некоторые данные о крупномасштабных характеристиках поля горизонтальных компонент скорости в океане//Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз.— 1964.— № 11.— С. 1708—1719.

139. Озмидов Р. В. О турбулентном обмене в устойчиво стратифицированном океане//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.— 1965.— Т. 1, № 8.— С. 853—859.

140. Озмидов Р. В. Горизонтальная турбулентность и турбулентный обмен в океане.— М.: Наука, 1968.— 196 с.

141. Озмидов Р. В., Гезенцвей А. Н., Карабашев Г. С. Новые данные о диффузии примеси в море//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.— 1969.— Т. 5, № 11.— С. 1191—1204.

142. Озмидов Р. В. и др. Статистические характеристики полей концентрации пассивной примеси, искусственно вносимой в море//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.— 1971.— Т. 7, № 9.— С. 963—974.

143. Океанология. Физика океана. Т. 1.— М.; Наука, 1978.— 455 с.

144. Опыт теоретического и экспериментального исследования проблемы глубоководного сброса сточных вод на примере района Ялты/В. И. Зац, М. С. Немировский, Б. Ф. Андрющенко и др.— Киев: Наукова думка, 1973.— 274 с.

145. Поборчая Л. В. Наблюдение мутьевого потока в Черном море//Вестн. Моск. ун-та. Сер. география.— 1966.— № 6.— С. 99—100.

146. Поборчая Л. В. Исследование суспензионных (мутьевых) потоков//Океанографические аспекты самоочищения моря от загрязнения.— Киев, 1970.— С. 87—94.

147. Поверхностные течения Черного моря/О. Н. Богатко, С. Г. Богуславский, Ю. М. Беляков, Р. И. Иванов// Комплексные исследования Черного моря.— Севастополь, 1979.— С. 25—33.

148. Процессы турбулентной диффузии примеси в море/Под ред. В. И. Заца//Проблемы химического загрязнения вод Мирового океана.Т. 2.— Л., 1986.— 220 с.

149. Пугачев В. С. Теория вероятностей и математическая статистика.— М.: Наука, 1979.— 496 с.

150. Пыркин Ю. Г., Пивоваров А. А., Хунджуа Г. Г. О колебательных движениях воды в придонных слоях Черного моря//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.— 1968.— Т. 4, № 2.— С. 199—205.

151. Пыркин Ю. Г., Пивоваров А. А., Хунджуа Г. Г. О придонных течениях на больших глубинах в Черном море//Докл. АН СССР.— 1968.— Т. 179, № 3.— С. 585—588.

152. Расчет турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения над морем/Методические указания.— Л.: ГГО, 1981.— 56 с.

153. Ратманов Г. Е. К вопросу о течениях в Керчь-Еникальском проливе//Исследования морей СССР.— 1932.— Вып. 16.— С. 103—115.

154. Рекомендации по расчету течений в шельфовой зоне морей/Г. Я. Шкудова, Г. В. Еремеева, Ю. Г. Филиппов и др.— М.: ГОИН, 1979.— 177 с.

155. Рожков В. А. Методы вероятностного анализа океанологических процессов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 280 с.

156. Самарский А. А., Николаев Е. С. Методы решения сеточных уравнений.— М.: Наука, 1978.— 590 с.

157. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 182 с.

158. Саркисян А. С., Джиоев Т. З. Численная модель и расчет течений в Черном море//Метеорология и гидрология.— 1974.— № 3.— С. 70—76.

159. Саркисян А. С., Джиоев Т. З. Численное моделирование полей течений и процессов переноса полей загрязнений в Черном море//Исслед. по динамике вод и гидрохимии Черного моря. Ч. 1.— М., 1978.— С. 7—23.

160. Саркисян А. С., Джиоев Т. З., Гамсахурдия Г. Р. Диагностический расчет течений в Черном море// Исслед. по динамике вод и гидрохимии Черного моря.— Ч. 1.— М., 1978. С. 25—54.

161. Саркисян А. С., Сташкевич А. В., Ковалик З. Диагностический расчет летней циркуляции вод Балтийского моря//Океанология.— 1975.— Т. 15, вып. 6.— С. 1002—1009.

162. Соколовский Д. Л. Речной сток.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 539 с.

163. Спектральный анализ течений по данным долговременных измерений на шельфе Черного моря/В. Г. Кривошея, Е. А. Плахин, М. Т. Савин и др.//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.— 1983.— Т. 19, № 1.— С. 102—107.

164. Справочник по климату Черного моря/Под ред. Соркиной А. И.— М.: Гидрометеоиздат, 1974.— 406 с.

165. Субботин А. А., Муравьев С. С. Исследование изменчивости дисперсии распределения концентрации в пятнах примеси по данным аэрометодов//Информационный бюллетень.— 1984.— № 18.— С. 17—27.

166. Суховей В. Ф. Изменчивость гидрологических условий Атлантического океана.— Киев: Наукова думка, 1977.— 216 с.

167. Теодорович А. А. Предвычисление течений в северной узости Керченского пролива//Труды Океанограф. комиссии АН СССР.— 1960.— Т. 7.— С. 127—135.

168. Тимофеев В. Т., Панов В. В. Косвенные методы выделения и анализа водных масс.— Л.: Гидрометеоиздат, 1962.— 350 с.

169. Типовые поля ветра и волнения Черного моря/ Под ред. Э. Н. Альтмана и Г. В. Матушевского.— Севастополь: СО ГОИН, 1987.— 116 с.

170. Титов В. Б. О некоторых особенностях мезомасштабных движений в океане//Океанология.— 1973.— Т. 13, вып. 6.— С. 963—968.

171. Титов В. Б. О характере циркуляции и вертикальной структуры течений в восточной части Черного моря// Океанология.— 1980.— Т. 20, вып. 3.— С. 425—431.

172. Толмазин Д. М. Течения в мелководном проливе переменого сечения//Труды ГОИН.— 1965.— Вып. 85.— С. 18—23.

173. Толмазин Д. М., Розенгурт М. Ш. О глубинных горизонтальных и вертикальных движениях вод Черного моря//Океанология.— 1965.— Т. 5, вып. 5.— С. 849—853.

174. Толмазин Д. М., Шнайдман В. А., Ациховская Ж. М. Проблемы динамики вод северо-западной части Черного моря.— Киев: Наукова думка, 1969.— 128 с.

175. Толмазин Д. М., Шнайдман В. А. Статистический анализ течений и параметров горизонтальной турбулентности в Каховском водохранилище//Метеорология и гидрология.— 1972.— № 4.— С. 55—60.

176. Уилкс С. С. Математическая статистика.— М.: Наука, 1967.— 632 с.

177. Фельзенбаум А. И. Теоретические основы и методы расчета установившихся морских течений.— М.: АН СССР, 1960.— 128 с.

178. Фельзенбаум А. И. К теории периодических течений//Проблемы теории океанических течений. Экспресс-информация № 4: Сб. тр. симп. теории мор. и океанич. течений.— Севастополь, 1968.— С. 5—23.

179. Федоров К. Н .Тонкая термохалинная структура вод океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 184 с.

180. Филиппов Д. М. Циркуляция и структура вод Черного моря.— М.: Наука, 1968.— 136 с.

181. Филонов А. Е. Инвариантные спектральные характеристики флюктуаций течений на буйковом полигоне ТРОПЭКС-74//Труды ГОИН.— 1979.— Вып. 146.— С. 81—91.

182. Фомин Л. М. Стационарные ветровые течения в неоднородном океане переменной глубины//Труды ИО АН СССР.— 1963.— Т. 66.— С. 29—45.

183. Фомин Л. М., Ямпольский А. Д. Соотношение между спектральными плотностями распределения скорости течения и давления или плотности воды в океане//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.— 1966.— Т. 2, № 6.— С. 656—663.

184. Хлопов В. В. Изменения коэффициента перемешивания по наблюдениям в Черном море//Изв. АН СССР, сер. геофиз.— 1958.— № 2.— С. 235—243.

185. Хоролич Н. Г. Теоретическая модель по расчету временных спектров скоростей течений в однородном море конечной глубины/СО ГОИН.— Севастополь, 1984.— 38 с.— Деп. в ИЦ ВНИИГМИ-МЦД 14.12.84, № 368—84 гм.

186. Хоролич Н. Г. Об одном способе интерпретации результатов наблюдений за морскими течениями/СО ГОИН.— Севастополь, 1985.— 15 с.— Деп. в ИЦ ВНИИГМИ-МЦД 11.11.85, № 449-85 гм.

187. Чередилов Б. Ф. Сезонные динамические карты поверхности Черного моря//Океаногр. исследования Черного моря.— Киев, 1967.— С. 119—128.

188. Шехтман А. Н. Соленость воды Азовского моря при изменении его водного баланса//Метеорология и гидрология.— 1956.— № 8.— С. 14—19.

189. Шкудова Г. Я., Джиоев Т. З. Расчет вертикальных токов в Черном море//Метеорология и гидрология.— 1975.— № 11.— С. 66—71.

190. Шкудова Г. Я., Джиоев Т. З. Численная модель циркуляции вод и распространения примеси в глубоком бароклинном море (на примере Черного моря)//Труды ГОИН.— 1975.— Вып. 126.— С. 92—103.

191. Шкудова Г. Я., Еремеева Г. В., Соколов С. Ю. Численное моделирование течений в бароклинных морях//Сб. статей ГОИН: Гидродинамические методы моделирования процессов на морях СССР.— М., 1987.— С. 28—47.

192. Штокман В. Б. О турбулентном обмене в средней и южной части Каспийского моря//Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз.— 1940.— № 4.— С. 569—592.

193. Штокман В. Б. О пульсациях горизонтальных компонент скорости морских течений вследствие турбулентности большого масштаба//Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз.— 1941.— № 4—5.— С. 475—486.

194. Штокман В. Б. О диссипации энергии в стационарных морских течениях//Труды ИО АН СССР.— 1946.— Т. 1.— С. 47—63.

195. Цикунов В. А. Некоторые особенности приливоотливных явлений в проливе//Докл. АН СССР.— 1952.— Т. 86, № 5.— С. 925—928.

196. Ямпольский А. Д. О спектральных методах исследования океанологических процессов//Океанология.— 1965.— Т. 5, вып. 5.— С. 769—778.

197. Яненко Н. Н. Метод дробных шагов решения многомерных задач математической физики.— Новосибирск: Наука, 1967.— 196 с.

198. Beel T. H. Radiation damping of inertial oscillations in the upper ocean//J. Fluid Mech.— 1978.— Vol. 88, N 2.— P. 289—308.

199. Blackman R. B., Tukey G. W. The measurement of power spectra.— N. J., 1958.— 189 p.

200. Csanady G. T. Turbulent diffusion in Lake Huron//J. Fluid. Mech.— 1963.—Vol. 17, P. 9.— P. 222—224.

201 Csanady G. T. Turbulent diffusion in the environment//Geophys. and Astrophys. Monogr. — 1972.— Vol. 3.— 248 p.

202. Erteil H. Tensorielle Theorie der Turbulentz//Ann. Hydr. Mar. Met.— 1937.— H. 5.— S. 833—848.

203. Foxworthy J. E., Tibby R. W., Barsom G. M. Dispersion of a surface waste field in the sea.//J. Watter Pollution Control Federat.— 1966.— Vol. 38, N 7.— P. 1170—1193.

204. Foxworthy J. E. Eddy diffusivity and the four-thirds law in nearshore (Coastal waters).//Rep. 68—1, 1968.— 78 p.

205. Gifford F. Statistical Properties of a fluctuating Plume Dispersion Model//Advanc. in Geophys.— 1959.— Vol. 6.— P. 117—137.

206. Hela J., Voipio A. Tracer dyes as a mean of studying turbulent diffusion in the sea//Soumalaisen tideekatemian toimituksia, Physika.— 1960.— Ser. A, Vol. 11.— 69 p.

207. Horiuti C., Taba U. Dye diffusion in the ocean// J. Japan Soc. Photogramm.— 1968.— Vol. 7.— P. 53—60.

208. Ichiye T. Studies of turbulent diffusion of dye patches in the ocean//J. Geophys. Res.— 1962.— Vol. 67, N 8.— P. 3213—3216.

209. Ito N. On the small-scale horizontal diffusion near the coast//J. Oceanogr. Soc. Japan.— 1964.— Vol. 19, N 4.— P. 182—186.

210. Joseph I., Sendner H. Uber die horizontale diffusion im Meere//Deut. Hydrogr. Z.— 1958.— Bd 11, N 2.— S. 49—77.

211. Joseph I., Sendner H., Weideman H. Untersuchunger über die horizontale Diffusion in der Nordsee//Deut. Hydrogr. Z.— 1964.— Bd 17, N 2.— S. 57—75.

212. Karman Th. Mechanische Ahnlichkeit und Turbulenz//Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math. Phys. Kl.— 1930.— Bd 58.— P. 165—173.

213. Kent R. E., Pritchard D. W. A test of mixing length theories in a coastal plain estuary//J. Mar. Res.— 1959.— Vol. 18, N 1.— P. 85—97.

214. Kullenberg G. E. Results of diffusion experiments in the upper region of Sea.— Copenhagen: Kobenhavns Universitet. Institut of Physick: Oceanogr., 1971.— Rep. N 12.— 66 p.

215. Kullenberg G. E. Apparent horizontal diffusion: stratified vertical shear flow//Tellus.— 1972.— Vol. 24, N 1.— P. 17—28.

216. Moon F. W., Bretschneider C. L., Hood D. H. A method for measuring eddy diffusion in coastal embayments//Publ. Inst. Mar. Sci. Univers.— 1957.— Vol. 4.— P. 13—21.

217. Munk W. H., Anderson E. R. Notes on a theory of the thermocline//J. Mar. Res.— 1948.— Vol. 7, N 3.— P. 22—36.

218. Neumann G. Die absolute Topographie des physikalischen Meeresnivegus und die Oberflahenstromungen des Swarzen Meeres//Ann. Hydr. Mar. Met.— 1942.— N 70(9).— S. 265—282.

219. Neumann G. Das Schwarze Meer. Ein oceanographischer Überblick//L. Jcs. Yur Erdkuncle zur Berlin.— 1944.— H. 3/4.— S. 92—114.

220. Okubo A. Some remarks on the importance of the "Shear-Effect" on horizontal diffusion//J. Oceanogr. Soc. Japan.— 1968.— Vol. 24, N 2.— P. 60—69.

221. Okubo A. Oceanic diffusion diagrams//Deep-Sea Res.— 1971.— Vol. 18, N 8.— P. 789—802.

222. Okubo A., Karweit M. J. Diffusion from a continuous source in a uniform shear flow//Limnology and Oceanogr.— 1969.— Vol. 14, N 4.— P. 514—519.

223. Prichard D. W. A study of the salt balance in the coastal plain estuary//J. Mar. Res.— 1954.— Vol. 13, N 1.— P. 133—144.

224. Prichard D. W. The dynamic structure of a coastal plain estuary//J. Mar. Res.— 1956.— Vol. 15, N 1.— P. 101—109.

225. Prichard D. W., Kent R. E. A method for determining mean longitudinal velocities in a coastal plain estuary//J. Mar. Res.— 1956.— Vol. 15, N 1.— P. 37—43.

226. Rattray M. Jr., Hausen D. V. A similarity solution in an estuary//J. Mar. Res.— 1962.— Vol. 20, N 2.— P. 290—296.

227. Stommel H. Lateral eddy viscosity in the Gulf Stream system//Deep-Sea Res.— 1955.— Vol. 3, N 1.— P. 88—90.

ЧАСТЬ IV. ГИДРОЛОГИЯ НАВИГАЦИОННОГО СЛОЯ И ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНОВ

1. УРОВЕНЬ МОРЯ

1.1. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

Систематические наблюдения за колебаниями уровня Черного моря начались с 70-х гг. прошлого столетия. Уровенные посты организовывались преимущественно на маяках Главным гидрографическим управлением. В начале текущего столетия Управление торговли портов также стало организовывать посты и гидрометеорологические станции. Впоследствии вся сеть гидрометеорологических станций и постов перешла в общегосударственную систему Гидрометслужбы, которая в настоящее время именуется Государственным комитетом СССР по гидрометеорологии.

Изучение уровня на Черном море началось с конца прошлого столетия по материалам наблюдений на уровенных постах. Сеть этих постов, на которых в настоящее время производятся систематические наблюдения, обширна. Лучше всего она развита в северной и северо-восточной части моря, несколько хуже — в западной части моря.

Наблюдения за уровнем производятся по рейкам, а на некоторых постах — по рейкам и самописцам уровня моря.

Продолжительность наблюдений на большинстве уровенных постов превышает 50 лет, а в Одессе, Очакове, Поти — 100 лет.

Однако данные об уровнях моря в одном и том же пункте за период наблюдений, как правило, неоднородны, что связано с неоднократными изменениями нуля поста, с изменениями в методике измерений, с пропусками в наблюдениях, с низким качеством нивелировок, неточностями в измерениях высот по рейке, с различием в единицах измерения (футы, дюймы, миллиметры, сантиметры) и т. д.

Исключение ошибок из материалов наблюдений и приведение их к условиям однородности за весь период наблюдений по 1960 г. было сделано при подготовке «Каталога уровенных наблюдений на Черном и Азовском морях» [60]. Данные наблюдений за уровнем моря для каждого пункта приводились к одному нулю поста.

За период 1961—1963 гг. уровни моря помещены в «Справочнике основных гидрологических характеристик» [134]. Для материалов уровенных наблюдений, помещенных в этих работах, основой является Балтийская система высот 1950 г., в которой определены отметки основных реперов.

Отметки реперов взяты из «Каталога марок и реперов» [59]. Линии нивелирования I класса на побережье Черного и Азовского морей не везде проходили вблизи уровенных постов, поэтому для определения высот основных реперов были использованы висячие и замкнутые ходы I и II классов, а также водное нивелирование. Точность приведения высот к Балтийской системе высот водным нивелированием на Черном море составляет 1—2 см [113].

Исследованиями установлено, что на побережье Черного моря наблюдаются современные вертикальные движения земной коры, которые дают картину кажущегося изменения уровня моря без изменения объема воды в море. При длинных рядах наблюдений за уровнем моря их необходимо учитывать и исключать.

Вертикальные движения берегов Черного моря рассмотрены в работе В. П. Зенковича [49].

Т. М. Подпругиной [60] была определена средняя скорость движения земной коры для побережья Черного моря. Для большинства пунктов Черного моря она очень мала (менее 0,1 см/год) и только в Одессе и Поти составляет соответственно —0,51 и —0,62 см/год.

Примерно такие же значения скорости современных вертикальных движений земной коры на Черноморском побережье приведены на «Карте современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы» [61].

Характер современных вертикальных движений побережий в местах расположения уровенных постов с длительными рядами наблюдений изучен С. В. Победоносцевым [110].

Используемые в практике характеристики колебаний уровня моря очень разнообразны, но в основном они сводятся к определенным за различные промежутки времени средним высотам уровня моря и характеристикам его непериодических колебаний.

Определение средней уровенной поверхности Черного моря производилось по средним многолетним уровням моря в отдельных пунктах, более или менее равномерно освещающих уровенный режим моря.

Изучению сезонных и годовых колебаний уровня моря посвящено большое количество работ, в которых эти колебания рассматриваются как результат изменений составляющих водного баланса моря. Еще в 1895 г. Гнусин [31] установил, что сезонные колебания уровня Черного моря являются следствием колебаний в поступлении речного стока в море.

Д. Я. Беренбейм [14] считает, что основной причиной сезонных и годовых колебаний уровня Черного моря является сток Дуная. К выводу о зависимости сезонного хода уровня у болгарского побережья от стока р. Дунай приходит в своих исследованиях Е. Зюмбалева [51, 52].

Некоторые аспекты проблемы сезонных колебаний уровня рассмотрены в работах А. И. Дуванина [44] и А. К. Леонова [82].

Сезонные колебания уровня Черного моря в районе Кацивели рассмотрены С. Т. Каминским [58], который предварительно исключил влияние волнения, как фактора, постоянно действующего в сторону повышения уровня моря.

Многолетние колебания уровня Черного моря и их связь с материковым стоком и интенсивностью атмосферной циркуляции и солнечной активности исследована А. К. Богдановой [19]. Автором сделан вывод о том, что усиление циклонической деятельности в атмосфере сопровождается повышением уровня моря, и, наоборот, усиление антициклонической деятельности — понижением уровня моря.

В работе Г. П. Калинина с соавторами [57] приводятся сведения об эвстатическом повышении уровня Мирового и Атлантического океана, непосредственно связанного с Черным морем. По мнению авторов этот процесс обусловлен таянием ледников.

В исследованиях Е. И. Бреслава и Р. К. Клиге [23] подмечена общая тенденция к повышению уровня Черного, Азовского и Средиземного морей с 20-х гг. нынешнего столетия.

В работе А. Н. Овсянникова и Г. С. Иванова [106] с помощью статистических методов по многолетним наблюдениям рассчитаны тенденции и основные (3-, 4-, 5-летние) периодичности изменений уровня моря. Пятилетняя периодичность колебаний уровня в Черном море нашла подтверждение в исследовании [26], где был применен метод теории случайных функций.

Одной из первых работ, посвященных изучению сгонов-нагонов на Черном море, является работа А. В. Классовского [62], где рассматривается механизм образования сгонов-нагонов на Черном море. Позже сгоны-нагоны на Черном море изучались Н. М. Книповичем [64], В. Никитиным и Е. Скворцовым [103], Г. В. Ржеплинским [118]. Большой вклад в изучение сгонно-нагонной циркуляции на Черном море внесли А. К. Богданова и Л. Н. Кропачев. В их работах рассматривается механизм образования сгонов-нагонов [18], их связь с атмосферной циркуляцией [20].

Вопросу пространственно-временной изменчивости уровня моря в прибрежной зоне Черного моря посвящено исследование Л. А. Фомичевой [149], проведенное на основе применения статистических методов. Даны рекомендации для выбора пространственных и временных интервалов дискретности наблюдений для различной точности измерений уровня.

Метод расчета непериодических колебаний уровня для открытой части моря, базирующийся на численном решении уравнений мелкой воды, предложил Б. Х. Рыбак [127]. Проведенные им расчеты нескольких реальных нагонов показали удовлетворительное совпадение рассчитанных уровней моря с фактическими данными. Численная схема Рыбака позволяет получить изменения уровня моря во времени для конкретной гидрометеорологической ситуации.

Режимно-статистические характеристики уровня моря для северо-западной части Черного моря рассчитаны в работе В. Х. Германа, Б. Х. Рыбака и Ю. Г. Филиппова [28]. Уровень моря в определенных точках шельфовой зоны рассчитывался по гидродинамической модели с использованием ряда типовых синоптических ситуаций над морем известной повторяемости и продолжительности. Определялась повторяемость уровня по градациям для типовых ситуаций, обеспеченность и продолжительность стояния уровня. Для прибрежной зоны данные о повторяемости и обеспеченности уровней для заданных интервалов по данным срочных и ежечасных наблюдений уровенных постов за многолетний период содержатся в «Справочнике гидрологического режима морей» [134].

Сгоны и нагоны играют важную роль в формировании экстремальных уровней моря, значения которых необходимо учитывать при проектировании морских гидротехнических сооружений, для навигации и ряда других целей.

Полученные по данным многолетних систематических наблюдений на уровенных постах и рассчитанные значения максимальных и минимальных уровней редкой повторяемости содержатся в Справочнике, подготовленном ГОИНом. Расчет максимальных и минимальных уровней заданной обеспеченности производился по методике, разработанной в ГОИНе и изложенной в работе [126].

Наряду со сгонно-нагонными колебаниями уровня в Черном море наблюдаются сейши, являющиеся распространенной формой колебаний уровня. Первые сведения о сейшах Черного моря содержатся в трудах Н. В. Малиновского [88] и А. Я. Орлова [108]. Исследованию сейш на Черном море посвятил свою работу И. В. Курчатов [77], выдвинувший предположение об их приливном происхождении. Сейши Черного моря служили предметом интенсивного изучения ученых разных стран [160, 162, 166]. С начала 70-х гг. наблюдается новое возрастание интереса к сейшевым колебаниям [27, 70, 71, 90, 150, 163], связанное с улучшением регистрирующей аппаратуры и накоплением данных наблюдений за сейшами, разработкой методов спектрального анализа, интенсивным развитием численных методов расчета сейш.

С локальными сейшами, наблюдающимися в портах Черного моря, тесно связано явление тягуна, создающее значительные трудности для швартовки и стоянки судов. Его изучению посвящен ряд работ [24, 78].

Анализ спектров колебаний уровня моря, произведенный В. Х. Германом [27], показал, что в Черном море существует суточная и полусуточная составляющие прилива. Такие же результаты были получены Л. А. Фомичевой [150].

В теоретическом плане изучению приливов посвящены работы [166, 167], появившиеся в 20-х гг. и работа Я. К. Гололобова и В. Б. Ржонсницкого [32], посвященная моделированию приливов с использованием каналовой теории.

Дальнейшее развитие теория приливных колебаний Черного моря получила в работе М. Энгеля [163].

Анализ волн цунами, вызванных сильными землетрясениями в районе Черного моря, проведен в работах З. К. Григораш и Л. А. Корневой [35—38], которые собрали исторические сведения о цунами, исследовали различные волновые и энергетические их характеристики, рассчитали карты времени пробега волн цунами лучевым методом.

Изучение особенностей распространения волн цунами в Черном море было выполнено М. Энге-

лем [163], использовавшим для расчетов *HN*-метод.

Таким образом, трудами многих исследователей сделан большой вклад в изучение уровня Черного моря, получивший широкое освещение в литературе.

Для удовлетворения запросов организаций, занимающихся изысканиями, проектированием и эксплуатацией гидротехнических сооружений, изданы различные пособия, обобщающие результаты многолетних наблюдений.

Вместе с тем следует отметить, что до настоящего времени практически отсутствует публикация, полно отражающая наши представления о режиме уровня моря. В связи с уточнением отметок реперной сети бассейна данными высокоточного нивелирования потребовалось продлить ряды и пересчитать статистические характеристики уровня моря, проведя обобщение всех имеющихся данных и исследований по этому вопросу. Полученные результаты представляют научный интерес и имеют прикладное значение.

1.2. ХАРАКТЕРИСТИКА ИСПОЛЬЗОВАННЫХ МАТЕРИАЛОВ

Для характеристики режима уровня Черного моря использованы наблюдения уровенных постов, расположенных в прибрежной зоне (рис. 1.1), за весь период наблюдений по 1985 г. включительно. Наблюдения отвечают условиям однородности, т. е. из них исключены ошибки, допущенные при наблюдениях и обработке. Они приведены к единой системе высот.

В настоящее время действует Главная высотная основа СССР 1977 (ГВО СССР), введенная с 1 января 1979 г. на всю территорию СССР и отнесенная к эпохе 1977 г. Для перехода от Балтийской системы высот, принятой ранее, к системе высот 1977 г., вводилась поправка, представляющая собой разность между отметками высот реперов в БС и ГВО СССР.

Все уровенные наблюдения приведены к единому нулю поста моря. За единый нуль поста для Черного моря принят горизонт с абсолютной отметкой —5,000 м, т. е. горизонт, лежащий на 5,000 м ниже нуля Кронштадтского футштока.

В уровенные данные Одессы и Поти, где происходит оседание суши, введены поправки 0,51 и 0,62 см/год соответственно. В остальных пунктах поправки на вертикальные движения земной коры не вводились, так как они очень малы, менее 0,1 см/год. В табл. 1.1 приведены сведения о периодах систематических наблюдений на уровенных постах. Так как при обобщении всех гидрометеорологических элементов принят ряд регулярных наблюдений на бассейне с 1923 г., дальнейшее описание уровенного режима дается, начиная с этого года.

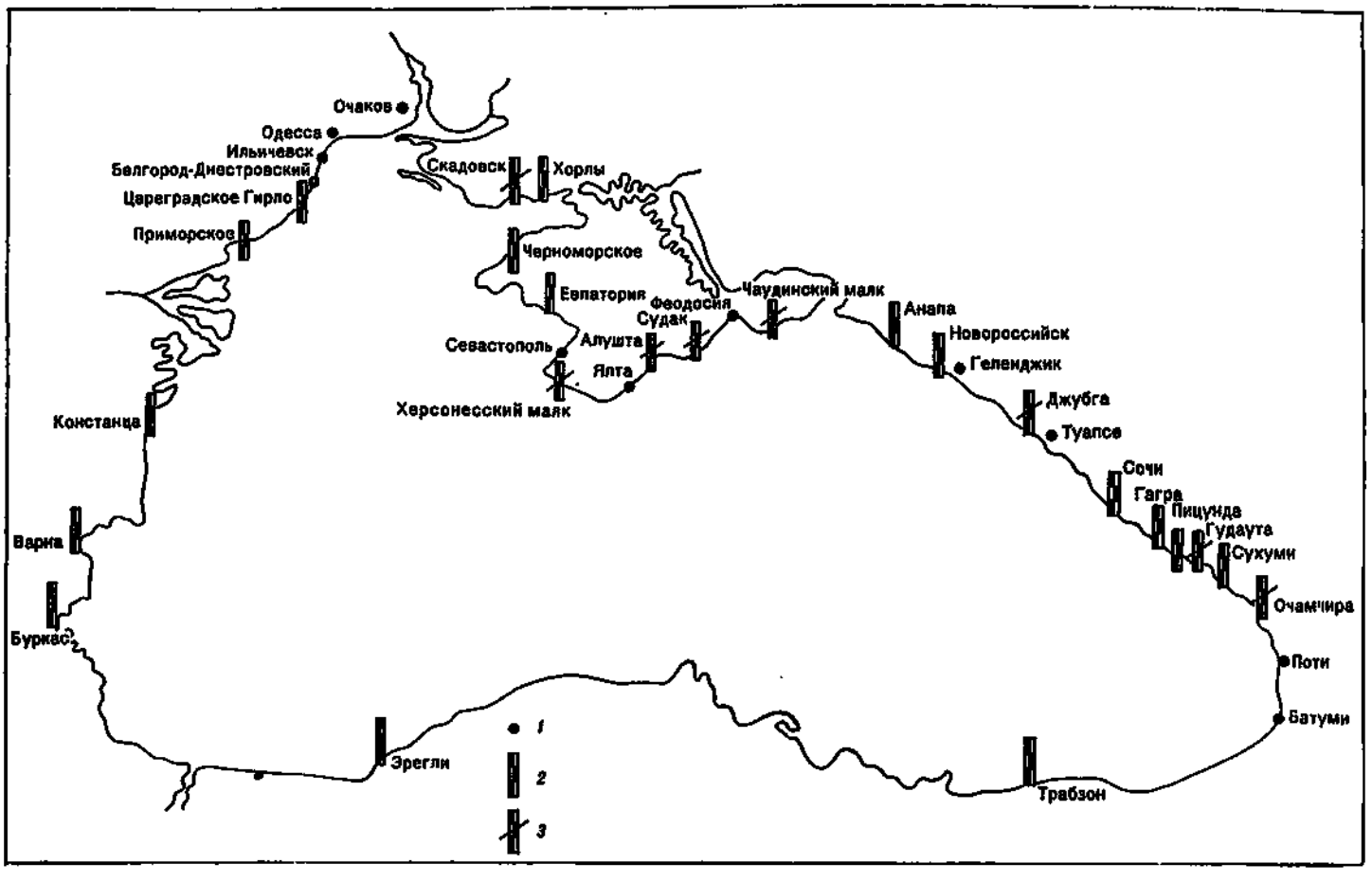


Рис. 1.1. Схема расположения уровенных постов на Черном море.
1 — действующий самописец уровня моря; *2* — реечный пункт действующий; *3* — закрытый.

Таблица 1.1

Характерные значения уровня Черного моря по данным многолетних наблюдений

Уровенный пост	Период систематических наблюдений	Уровень моря за период наблюдений над единым нулем поста моря (—5,000 м)				
		средний, см	наивысший		наинизший	
			см	дата	см	дата
Приморское	1951—1985	485	613	19 II 1979	386	28 X 1969
Одесса	1875—1940, 1944—1985	477	571	17 X 1958	282	26 XI 1964
Очаков	1874—1885, 1887—1896, 1889—1914, 1929—1940, 1944—1985	472	555	2 V 1978	375	5, 6 II 1932
Хорлы	1923—1941, 1945—1985	474	620	10 XI 1981	364	21 I 1937
Черноморское	1927—1941, 1944—1985	484	536	22 V 1970	440	10 XII 1953
Евпатория	1917—1941, 1945—1985	479	549	6 VI 1923	388	1 IV 1938
Севастополь	1875—1876, 1878—1879, 1882—1888, 1890—1941, 1944—1985	472	529	17 VII 1941	428	13 XI 1920
Ялта	1927—1985	476	515	22 V 1970 13 I 1982	437	30 XII 1953
Феодосия	1912—1941, 1946—1985	476	532	9 III 1970	416	26 I 1921
Анапа	1923—1940, 1943—1985	477	526	18 III 1970	439	6 II 1925
Новороссийск	1924—1941, 1947—1985	475	526	26 XI 1955	427	24 I 1925
Геленджик	1944—1985	473	531	6 I 1975	432	14, 15 XII 1948, 3 II 1954, 21, 22 XI 1958
Туапсе	1917—1985	475	525	17 V 1941	422	26 XII 1924
Сухуми	1926—1985	477	555	20 IV 1958	433	12 III 1930
Поти	1874—1914, 1923—1985	473	535	XII 1882	413	XI 1874
Батуми	1882—1914, 1925—1985	476	574	XII 1913	424	II 1894

Примечание. Средний уровень моря по уровенным постам вычислен за период 1923—1985 гг. По тем уровенным постам, где наблюдения начаты позже, — за имеющиеся периоды.

1.3. МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ СРЕДНЕГО УРОВНЯ МОРЯ

В Черном море наряду с сезонными и годовыми колебаниями уровня хорошо выражены его многолетние изменения. По данным наблюдений 13 станций (Одесса, Хорлы, Черноморское, Евпатория, Севастополь, Ялта, Феодосия, Анапа, Новороссийск, Туапсе, Сухуми, Поти, Батуми), как среднее взвешенное (все станции взяты с равными весами, так как равномерно расположены по побережью) подсчитан средний уровень Черного моря.

Основные требования при выборе пунктов наблюдений и периода для расчета среднего уровня моря определялись необходимостью наличия долговременных и полных рядов наблюдений и равномерностью их расположения по побережью моря. Для определения оптимальной длины ряда была применена методика Т. П. Марютина [91]. Расчеты показали, что принятый ряд (63 года) вполне достаточен для характеристики действительного положения уровенной поверхности.

Средний уровень Черного моря за 1923—1985 гг. равен 476 см.

Межгодовые колебания уровня Черного моря составляют в среднем 6 см, изменяясь от 0 до 15 см. Размах средних годовых уровней за многолетний период составляет 30 см и зависит в наибольшей степени от изменчивости суммарного речного стока [6], который является индикатором колебаний среднего годозого уровня Черного моря. За рассматриваемый период годовой суммарный речной сток в Черное море изменялся от 237 км³ в 1943 г. до 509 км³ в 1941 г., при среднем значении 338 км³.

Основную роль в поверхностном суммарном притоке в море играет Дунай, на долю которого приходится примерно 61 % всего пресного стока в море. Изменчивость стока Дуная в многолетнем ходе довольно значительна: от 123 км³ в 1921 г. до 313 км³ в 1941 г. при средней многолетней в 205 км³.

За рассматриваемый период (1923—1940, 1945—1985) наименьший средний годовой уровень отмечен в 1949 г. (на 14 см ниже среднего). В этом же году отмечен минимальный сток Дуная. Наибольший уровень наблюдался в 1981 г. (на 16 см выше среднего) при превышающем норму стоке Дуная этого года и ряда предшествующих лет. Коэффициент корреляции между годовыми значениями среднего уровня Черного моря и стоком Дуная равен 0,80. Уравнение связи среднего годозого уровня Черного моря со стоком Дуная выражается формулой

$$\xi = 0{,}131 Q_{Д} + 448{,}8, \qquad (1.1)$$

где ξ — средний годовой уровень Черного моря, см; $Q_д$ — годовой сток Дуная в Черное море, км³.

Зависимость годовых значений среднего уровня Черного моря от суммарного стока рек в северо-западный район Черного моря (Дуная, Днестра, Днепра и Южного Буга) и от суммарного стока в Черное море выражается соответственно коэффициентами корреляции 0,74 и 0,75. В первом случае уравнение регрессии имеет вид

$$\xi = 0{,}098Q_{сз} + 449{,}6. \quad (1.2)$$

Во втором случае уравнение регрессии имеет вид

$$\xi = 0{,}090Q_{чм} + 446{,}0. \quad (1.3)$$

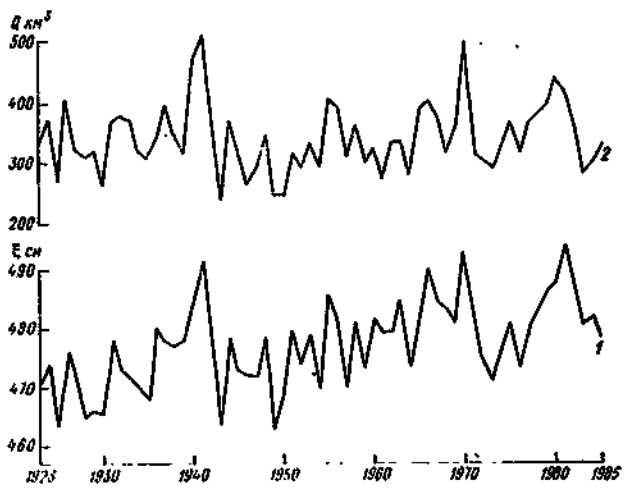


Рис. 1.2. Многолетние колебания среднего уровня Черного моря (*1*) и суммарного стока (*2*) рек, впадающих в Черное море [6].

Ошибка уравнений регрессии составляет ±4 см. Рассматривая многолетний ход уровня моря (рис. 1.2) и более длинный ряд средних годовых уровней по Одессе, Севастополю и Поти (рис. 1.3), можно отметить одну из наиболее характерных черт — цикличность. Наряду с периодичностями в 2—3 или 4—5 лет отмечаются циклы продолжительностью в 9—17 и 25—30 лет. На интегральной кривой отклонений годовых значений уровня от его среднего значения отчетливо выделяются два цикла многолетних колебаний. В период с 1875 по 1935 г. уровень моря имел тенденцию к понижению, а в период с 1935 по 1980 г. отмечена тенденция уровня моря к повышению.

Скорость понижения уровня моря для первого периода равна 0,035 см/год, значение тренда 2,08. Скорость повышения уровня моря для второго периода равна 0,131 см/год, значение тренда 5,76 см. Средний уровень моря в Севастополе за период 1875—1935 гг. равен 469 см, за период 1936—1980 гг. — 475 см, за период 1923—1980 гг. — 473 см. На западном побережье Черного моря, по данным работы [100], за 1924—1979 гг. скорость повышения уровня для Варны 2,7 мм/год, для Несебра 1,96 мм/год, для Бургаса 1,63 мм/год. Можно предположить, что главной причиной этого повышения является рост уровня Мирового океана [23].

По расчету эвстатическое поднятие уровня Черного моря составляет 1,7 мм/год [113]. На рис. 1.3 обращает на себя внимание синхронность в многолетнем ходе уровня в Одессе, Севастополе и Поти. Коэффициенты корреляции между средними годовыми уровнями различных станций 0,93—0,95. Примерно такая же синхронность наблюдается в ходе средних месячных уровней.

На рис. 1.4 изображены кривые обеспеченности уровня за период 1963—1980 гг. (со времени принятия единого нуля поста моря). Для построения кривых обеспеченности использованы двухсрочные

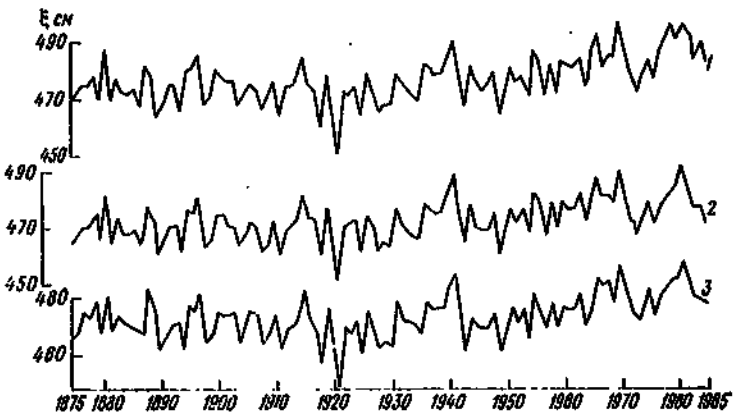


Рис. 1.3. Ход средних годовых высот уровня моря в Одессе (*1*), Севастополе (*2*) и Поти (*3*).
В уровни Одессы и Поти введены поправки на оседание суши.

наблюдения в Приморском, трехсрочные в Черноморском и Евпатории, четырехсрочные — в Очакове, Хорлах, Анапе, Новороссийске и ежечасные в остальных пунктах.

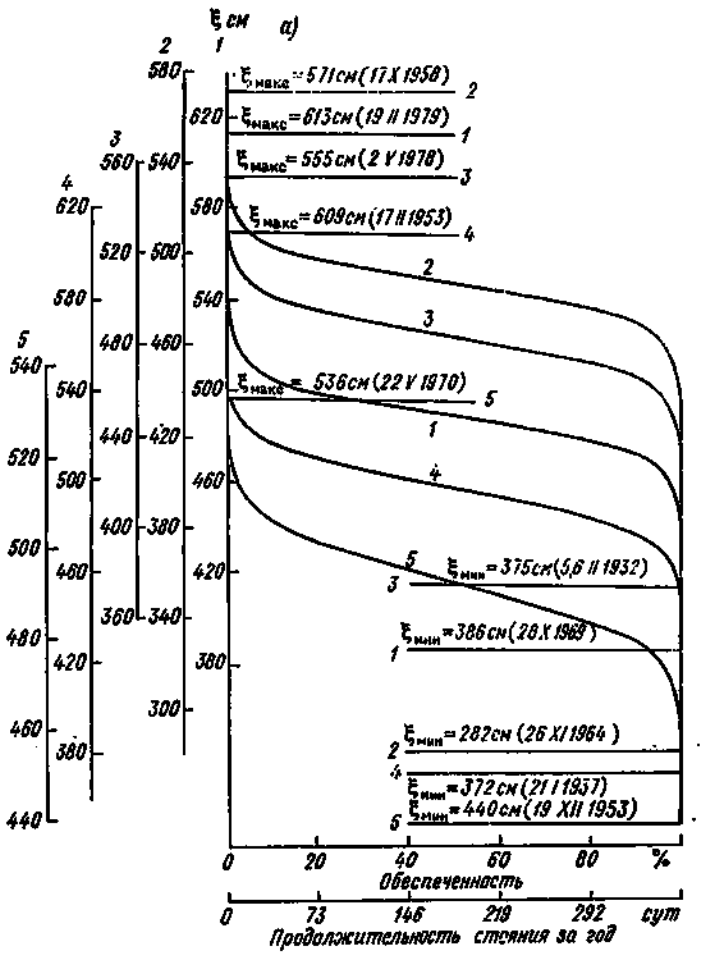
Рядом исследователей [115], применивших вероятностно-статистические методы расчета колебаний уровня, сделана попытка дать прогноз уровня Черного моря до 2000 г. По прогнозу наиболее полноводным море будет в 1996 г., когда подъемы уровня по всем станциям будут выше среднего на 4—9 см. Подъему будет предшествовать довольно значительный спад уровня.

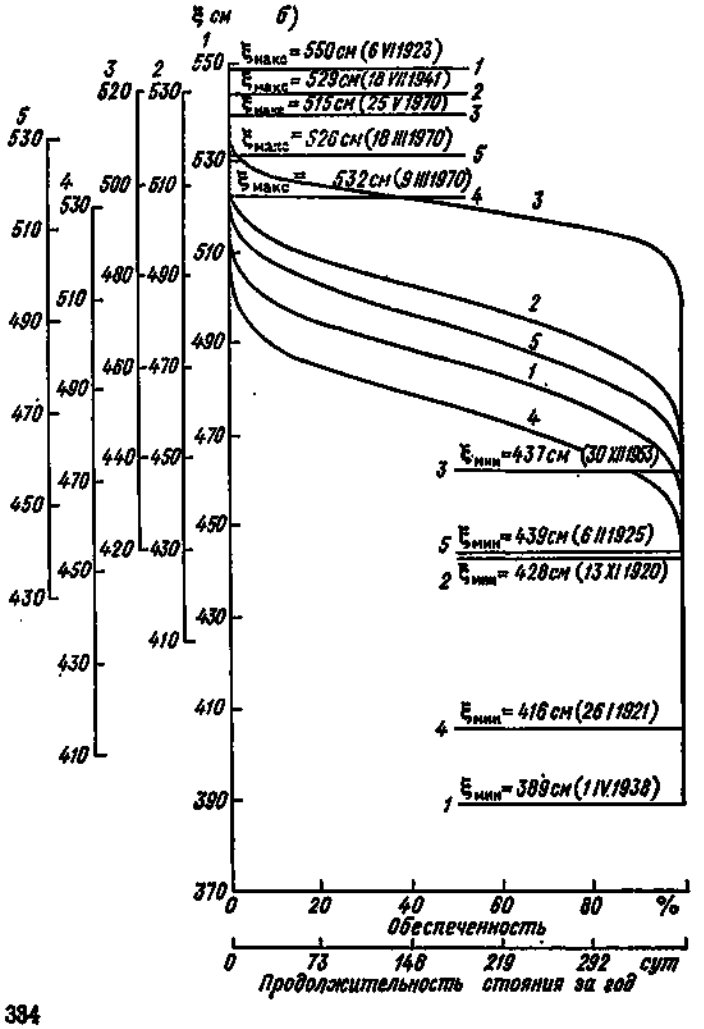
1.4. СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ

Колебания уровня воды в Черном море вызываются воздействием на его поверхность ряда факторов, одни из которых изменяют массу воды в море, другие перераспределяют ее. К первой группе факторов относятся поверхностный сток, испарение, осадки, водообмен с Мраморным и Азовским морями; ко второй — ветер, неравномерность распределения атмосферного давления, изменение плотности воды.

Изменения уровня моря носят четко выраженный сезонный характер, определяемый соотношением составляющих уравнения водного баланса в течение года: материкового стока, атмосферных осадков на поверхность моря, испарения с водной поверхности, результирующих величин водообмена с Азовским и Мраморным морями.

По составляющим уравнения водного баланса Черного моря, определенным Э. Н. Альтманом [1, 6]





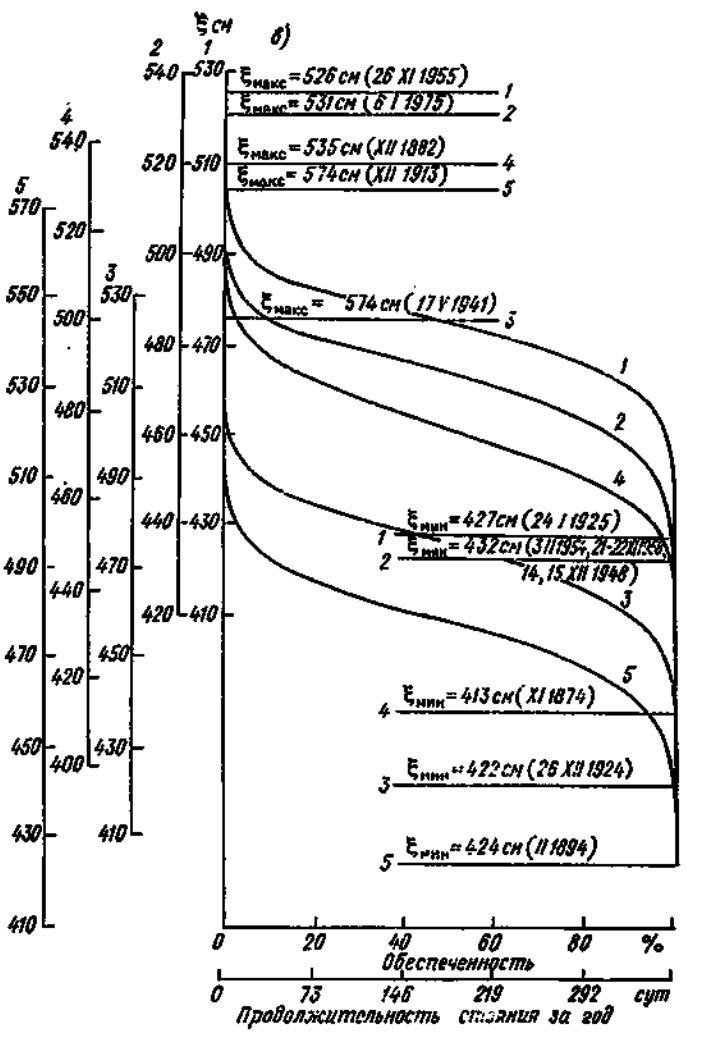


Рис. 1.4. Кривые обеспеченности уровня моря за 1963—1980 гг.
а: *1* — Приморское, *2* — Одесса, *3* — Очаков, *4* — Хорлы, *5* — Черноморское; *б*: *1* — Евпатория, *2* — Севастополь, *3* — Ялта, *4* — Феодосия, *5* — Анапа; *в*: *1* — Новороссийск, *2* — Геленджик, *3* — Туапсе, *4* — Поти, *5* — Батуми.

за многолетний период (1923—1940, 1945—1980), произведен расчет годовых приращений уровня по формуле

$$\Delta\xi = 10^6 \sum_{i=1}^{n} Q_i/F, \qquad (1.4)$$

где $\Delta\xi$ — приращение уровня, см; Q_i — составляющие водного баланса, км³: речной сток, осадки, испарение, приток через Босфор, отток через Босфор, приток через Керченский пролив, отток через Керченский пролив; F — площадь Черного моря, равная 423 000 км².

Результаты расчета годовых приращений уровня по составляющим водного баланса представлены в табл. 1.2.

Основная роль в приходной части водного баланса принадлежит стоку рек (42 %), главным образом, впадающих в северо-западный район моря (Дунай, Днепр, Южный Буг и Днестр). В расходной части водного баланса основной вклад дает испарение (50 %) и отток вод через Босфор (46 %).

Сток рек — одна из наиболее изменчивых составляющих водного баланса (коэффициент вари-

Таблица 1.2

Средний годовой водный баланс Черного моря (1923—1940, 1945—1980), см/год

Приходная часть		Расходная часть	
Речной сток	80,0	Испарение	95,1
Атмосферные осадки	55,6	Отток через Босфор	86,5
Приток через Босфор	42,8	Отток через Керченский пролив	7,9
Приток через Керченский пролив	11,8		

ации годового стока $C_v = 0{,}16$), повышающая уровень в среднем за год на 80 см. Размах колебаний годового стока соответствует изменению уровня на 64 см. Большая часть годового объема стока приходится на весенне-летний период (61 %). Этому соответствует приращение уровня в 49 см. Осенью проходит всего 16 % стока, дающих приращение уровня в 13 см. Размах сезонных колебаний уровня за счет стока рек составляет от 22 до 44 % годовых.

В меньшей степени влияют на уровень моря атмосферные осадки. Их доля в приходной части баланса 29 %. Повышение уровня за счет осадков составляет в среднем за год 56 см (от 74,7 см в 1939 г. до 40,2 см в 1948 г.). Коэффициент вариации годового количества осадков равен 0,15. В годовом ходе осадков прослеживается максимум их количества зимой и минимум — летом. Приращение уровня от осадков в эти сезоны составляет 37,2 и 14,2 % от их годового количества. Размах сезонных колебаний уровня, обусловленных атмосферными осадками, составляет от 17 до 37 % годовых.

Самой изменчивой составляющей приходной части водного баланса ($C_v = 0{,}21$) является приток воды через Босфор, составляющий 22,5 %. Размах колебаний годового притока средиземноморских вод за многолетний период составил 180 км³, что соответствует приращению уровня на 43 см.

Незначительную долю (6,2 %) в приходной части водного баланса составляет приток воды из Азовского моря через Керченский пролив. Он менее изменчив, чем приток через Босфор ($C_v = 0{,}16$). В среднем за год он приводит к повышению уровня на 11,8 см. Размах колебаний годового притока вод из Азовского моря соответствует изменению уровня на 8 см. Наибольший приток вод наблюдается зимой и весной (до 29 % годового притока). Размах сезонных приращений уровня за счет притока азовских вод составляет от 45 до 61 % годовых.

Наиболее значительной и наименее изменчивой ($C_v = 0{,}09$) составляющей расходной части водного баланса является испарение. В среднем за год оно приводит к понижению уровня на 95,1 см (от 114,4 см в 1951 г. до 73,0 см в 1980 г.). Во внутригодовом ходе наибольших значений испарение достигает в летний и осенний период (34—36 % годового испарения), наименьших — весной (8 %). Размах сезонных колебаний испарения составляет весной и зимой 30—40, а осенью 60—80 % годовых.

Наиболее изменчивой составляющей расходной части водного баланса ($C_v = 0{,}16$) является отток воды через Босфор, приводящий в среднем за год к понижению уровня на 86,5 см. Размах колебаний годового оттока черноморских вод через Босфор соответствует понижению уровня на 69,2 см.

Небольшую роль в расходной части водного баланса (4,1 %) играет отток вод через Керченский пролив. В среднем за год из Черного моря в Азовское поступает 33,4 км³ воды, что соответствует понижению уровня моря на 7,9 см при размахе годовых значений в 25,7 км³, соответствующем изменению уровня на 6,1 см. Сезонные изменения уровня за счет оттока вод составляют летом до 61,5 %, в остальные сезоны — до 50 % годовых значений. Размах сезонных изменений уровня за счет оттока вод составляет 35—50 % годовых значений.

Определенное влияние на объемные колебания уровня моря оказывают сезонные изменения плотности воды и атмосферного давления, обусловливающие перераспределение водных масс. В табл. 1.3 представлены результаты расчета этих компонентов Т. М. Подпругиной [114]. Для вычисления плотностных изменений уровня моря использованы данные о плотности за 1923—1966 гг. Расчет колебаний уровня моря производился по формуле

$$\Delta\xi = 0{,}1\,\Delta V_t z, \qquad (1.5)$$

где $\Delta\xi$ — приращение уровня за время t вследствие плотностных изменений, см; ΔV_t — изменение условного удельного объема за время t; z — принятая толщина слоя воды, м.

Как видно из табл. 1.3, наибольшие плотностные повышения уровня приходятся на август, наибольшие понижения — на февраль и март, что связано соответственно с наибольшим прогревом и охлаждением воды в эти периоды. В северо-западном районе моря плотностные колебания уровня выражены в меньшей степени.

Е. Зюмбалева [52] предлагает следующее выражение для описания сезонных колебаний уровня:

$$\Delta\xi = \Delta\xi_a + (\Delta\xi_p + \Delta\xi_w) + (\Delta\xi_q + \Delta\xi_e + \Delta\xi_o), \qquad (1.6)$$

где $\Delta\xi_a$ — колебания уровня, связанные с астрономическими условиями; $\Delta\xi_p + \Delta\xi_w$ — изменения уровня под влиянием атмосферного давления и ветрового напряжения; $\Delta\xi_q + \Delta\xi_e + \Delta\xi_o$ — изменения уровня под воздействием речного стока, испарения и осадков. Первым членом в этом выражении можно пренебречь, так как значение его составляет доли миллиметров.

Сезонные изменения уровня определяются не только состоянием водного баланса рассматривае-

Таблица 1.3

Многолетние значения средних месячных уровней в отклонениях от средних годовых, обусловленные изменениями плотности и атмосферного давления за период 1923—1966 гг.

Изменения уровня	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Плотностные, см	—3,0	—3,9	—3,9	—2,9	—1,2	1,7	3,8	5,0	3,9	2,0	—0,1	—1,5
За счет атмосферного давления, см	—2,7	—0,7	—1,1	1,3	1,7	2,9	4,2	3,2	—0,9	—2,9	—3,5	—2,1

Таблица 1.4

Многолетние значения средних месячных и средних годовых уровней Черного моря, см

Пункт		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Приморское	(1951—1985)	484	487	489	490	492	492	487	485	480	476	476	480	485
Одесса	(1923—1985)	476	477	479	484	489	489	484	478	473	470	471	476	479
Очаков	(1923—1985)	472	474	476	480	488	487	481	475	469	466	466	471	475
Хорлы	(1923—1985)	469	472	473	479	485	486	484	478	470	464	464	468	474
Черноморское	(1927—1985)	481	483	484	487	492	493	490	486	480	476	476	480	484
Евпатория	(1923—1985)	476	478	479	483	488	490	487	482	476	470	470	475	479
Севастополь	(1923—1985)	472	473	474	477	482	483	481	476	469	464	464	469	474
Ялта	(1927—1985)	474	476	476	479	483	485	484	478	471	466	466	471	476
Феодосия	(1923—1985)	475	477	478	480	485	486	485	480	472	469	467	473	477
Анапа	(1923—1985)	475	476	478	480	484	487	486	482	473	467	467	473	477
Новороссийск	(1923—1985)	473	475	475	477	482	484	484	479	469	464	465	470	475
Геленджик	(1944—1985)	472	474	475	477	481	483	482	477	468	462	462	468	473
Туапсе	(1923—1985)	475	475	476	478	482	485	485	480	472	466	466	472	476
Сухуми	(1926—1985)	474	475	476	478	482	485	486	481	474	468	468	471	476
Поти	(1923—1985)	471	473	473	476	482	485	486	480	472	465	464	467	474
Батуми	(1923—1985)	475	476	477	479	485	488	488	483	475	468	468	472	478
Черное море	(1923—1985)	475	476	477	480	485	487	485	480	473	467	468	472	477

мого года, но и состоянием его в предшествующий период.

Сезонный ход отражен в средних месячных значениях уровня моря (табл. 1.4). Его высокие значения приходятся на летний (484 см) и весенний (481 см) периоды, когда уровень выше среднего многолетнего на 7 и 4 см соответственно. На это же время приходится и наибольшая часть речного стока, но его максимальное значение отмечается не летом, а весной. Осенью резко сокращается речной сток и значительно увеличивается испарение. Увеличивается также повторяемость северо-восточных ветров, способствующих стоку воды в Босфор. Уровень моря осенью наименьший (469 см) — на 8 см ниже среднего многолетнего. Зимой уровень несколько повышается (474 см), однако остается ниже среднего на 3 см. В отдельные годы указанный порядок в ходе сезонных уровней нарушается. Так, например, в 1929, 1972, 1974 гг. самый низкий уровень наблюдался весной. Разница в сезонных значениях уровня в среднем многолетнем 15 см (максимум летом, минимум осенью). Наибольший размах уровня за эти же сезоны 26 см (1958), наименьший — 1 см (1968, 1976).

Различия в уровне отдельных районов моря для одного и того же сезона в среднем многолетнем невелики. Во все сезоны года наблюдается повышение уровня от центра моря к западу и востоку.

В Черном море годовой ход уровня согласуется с годовым ходом речного стока с максимумом весной и минимумом осенью (рис. 1.5). Начало волны относится к октябрю—ноябрю предыдущего года. Нарастание уровня в продолжение первых пяти месяцев (октябрь—март) идет медленно, а с апреля наклон кривых увеличивается, уровень быстро растет, что объясняется интенсивным поступлением в море в этот период речных вод. Максимум уровня относится к июню. С июня—июля в связи с уменьшением притока речных вод и увеличением испарения с поверхности моря расход воды начинает преобладать над приходом и уровень понижается. Период спада (июнь—октябрь) короче периода подъема, наклон кривых на протяжении четырех месяцев спада почти один и тот же. Максимальная продолжительность подъема и спада уровня 10 мес, минимальная — 3 мес. Наибольшее изменение уровня за время подъема по многолетним данным 48 см, спада — 44 см, наименьшее — 8 и 4 см соответственно. Наиболее вероятны (около 40 %) подъемы и спады от 20 до 30 см. Подъемы и спады до 10 и выше 40 см отмечались редко (<3 %). Изменение средних месячных значений уровня за год в среднем 20 см. Наибольшие средние месячные уровни отмечались во все месяцы года, исключая сентябрь—ноябрь, наименьшие во все месяцы, исключая май—август. Наиболее часто наибольшие средние месячные уровни отме-

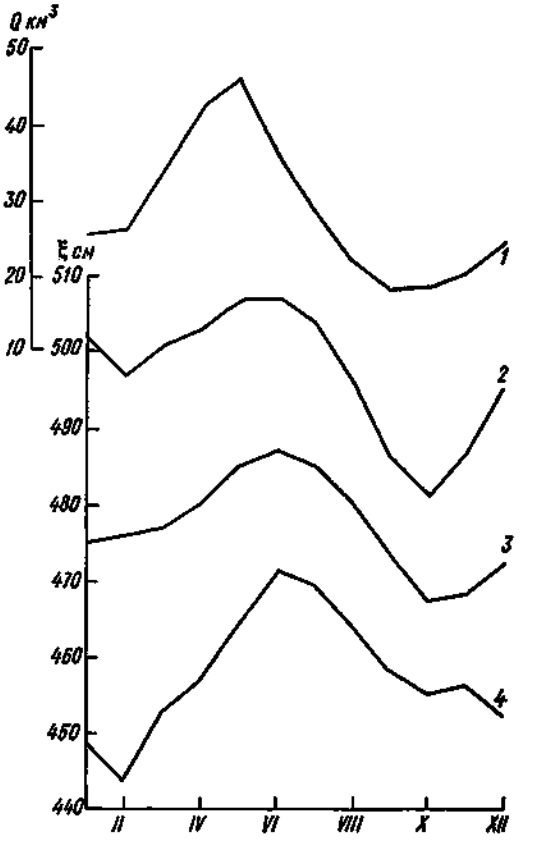


Рис. 1.5. Годовой ход суммарного стока рек [6] в Черное море (*1*), наибольшего (*2*), среднего (*3*) и наименьшего (*4*) средних месячных уровней моря.

чались в июне (45 %), наименьшие — в октябре (33 %).

При рассмотрении данных отдельных лет замечены различия в годовом ходе уровня по районам. Например, в западной части моря за указанный период наивысшие средние месячные уровни в мае наблюдались почти в 2 раза чаще, чем в центральной части, и в 3 раза чаще, чем в восточной части. Такое распределение понятно, если учесть время, необходимое для распространения речных вод от устья Дуная в тот или иной район моря.

А. Н. Демидовым проведен гармонический анализ осредненных за 1923—1982 гг. кривых годового хода уровня и дисперсии годового хода для различных станций Черного моря. С помощью разложения в ряд Фурье рассчитывались амплитуды и фазы гармоник годового хода, а также вклад в общую дисперсию каждой из них (табл. 1.5, 1.6). Исходя из этих параметров, по формуле (1.7) может быть получен автомодельный профиль кривой сезонного хода уровня и дисперсии на станциях:

$$\xi = \bar{\xi} + \sum_{i=1}^{6} c_i^* \cos\left[(t^* - t_i^*)\ \frac{360i}{P}\right], \qquad (1.7)$$

где c_i^* — амплитуда i-й гармоники, см; t_i^* — месяц, в котором i-я гармоника имеет максимум; P — основной период; $\bar{\xi}$ — средний многолетний уровень на станции за год, см.

Из табл. 1.5 следует, что первые две гармоники учитывают 99 % дисперсии годового хода практически на всех станциях. Средний многолетний сезонный ход уровня имеет форму, близкую к синусоидальной и при его восстановлении достаточно использовать первые две гармоники с годовым и полугодовым периодами. Из табл. 1.5 и 1.6 виден сдвиг процесса по фазе на станциях исследуемой акватории. Годовые гармоники имеют синфазный характер. Однако сдвиг по фазе очень незначителен, в пределах 1 мес.

То же можно сказать и о полугодовых гармониках. Сдвиг по фазе между годовой и полугодовой гармониками для всех станций, за исключением Одессы, примерно равен 5 мес. В Одессе максимум обеих гармоник наступает в мае, фазовый сдвиг между ними менее 1 мес. Это свидетельствует о том, что определяющее влияние на ход уровня в этом районе оказывает речной сток, достигающий максимума в мае.

Амплитуда полугодовой гармоники примерно в 3 раза меньше амплитуды годовой гармоники. Разложение в ряд Фурье кривой годового хода дисперсии уровня на станциях показывает, что годовая гармоника учитывает 90 % энергии сезонных колебаний и около 10 % приходится на полугодовую гармонику. Соотношение амплитуд полугодовой и годовой составляющей равно приблизительно 0,3. Фазовый сдвиг между гармониками дисперсий рассматриваемых станций имеет синфазный характер и не превышает 1 мес. Сдвиг между годовой и полугодовой гармониками дисперсии на станции также около 1 мес. Максимум и той и другой наступает в феврале—марте, что свидетельствует

Таблица 1.5

Параметры автомодельного профиля средней многолетней кривой сезонного хода уровня

ξ	Номер гармоники																	
	1			2			3			4			5			6		
	%	c^*	t^*	%	c^*	t^*	%	c^*	t^*	%	c^*	t^*	%	c^*	t^*	%	c^*	t^*
								Одесса										
478	87,17	7,93	5,03	12,18	2,96	5,93	0,34	0,49	0,68	0,23	0,40	2,44	0,07	0,23	0,17	0,01	0,06	0,00
								Скадовск										
481	89,17	9,32	5,53	10,66	3,22	0,34	0,10	0,31	0,55	0,07	0,26	2,34	0,00	0,06	0,63	0,00	0,03	0,00
								Хорлы										
482	91,01	10,08	5,59	8,66	3,11	0,46	0,21	0,49	0,55	0,02	0,14	2,56	0,07	0,27	2,06	0,03	0,13	0,00
								Черноморское										
484	88,04	7,25	5,45	11,49	2,62	0,55	0,15	0,30	0,57	0,18	0,32	2,59	0,06	0,19	0,09	0,07	0,14	0,00
								Севастополь										
473	86,11	7,97	5,35	13,05	3,10	0,65	0,57	0,65	0,59	0,20	0,39	2,57	0,06	0,20	0,11	0,01	0,06	0,00
								Ялта										
475	83,17	7,68	5,29	16,00	3,37	0,75	0,63	0,67	0,54	0,15	0,33	2,60	0,04	0,17	2,39	0,01	0,06	0,00
								Анапа										
477	82,16	8,40	5,45	17,25	3,85	0,82	0,38	0,57	0,13	0,09	0,27	2,69	0,10	0,29	0,12	0,02	0,10	0,00
								Туапсе										
476	78,14	7,69	5,48	21,35	4,02	0,92	0,38	0,53	0,14	0,03	0,15	2,67	0,10	0,28	0,01	0,00	0,00	0,00
								Батуми										
477	83,97	8,61	5,76	15,57	3,71	0,86	0,28	0,50	0,36	0,13	0,34	2,89	0,05	0,20	0,08	0,01	—0,07	0,00

Таблица 1.6

Параметры автомодельного профиля средней многолетней кривой сезонного хода дисперсии уровня

σ^2	Номер гармоники																	
	1			2			3			4			5			6		
	%	c^*	t^*	%	c^*	t^*	%	c^*	t^*	%	c^*	t^*	%	c^*	t^*	%	c^*	t^*
								Одесса										
102	84,95	56,15	2,59	10,21	19,47	2,15	3,68	11,69	1,67	0,15	2,38	1,52	0,96	5,98	1,20	0,05	0,97	0,00
								Скадовск										
788	83,19	46,29	2,40	15,46	19,96	1,76	0,85	4,67	1,77	0,29	2,72	1,58	0,00	0,22	1,95	0,21	1,64	0,00
								Хорлы										
94	92,28	51,98	2,35	5,50	12,69	2,01	1,03	5,50	1,13	0,10	1,71	2,66	0,97	5,32	2,40	0,12	1,35	0,00
								Черноморское										
77	87,79	37,69	2,91	11,87	13,86	1,84	0,09	1,22	1,67	0,02	0,54	1,28	0,23	1,92	1,29	0,00	0,05	0,00
								Севастополь										
78	89,86	43,07	2,77	9,47	13,98	2,12	0,31	2,63	2,30	0,26	2,33	1,30	0,01	0,55	1,39	0,06	0,79	0,00
								Ялта										
76	91,72	41,80	3,02	7,54	11,98	2,23	0,26	2,23	2,86	0,35	2,60	0,94	0,11	1,44	1,07	0,02	−0,46	0,00
								Анапа										
72	88,75	36,31	2,75	11,06	12,82	2,18	0,13	1,37	2,54	0,02	0,59	0,88	0,02	0,59	1,21	0,02	0,41	0,00
								Туапсе										
71	89,31	34,84	2,85	8,27	10,60	2,55	2,07	5,30	3,12	0,00	0,11	1,34	0,06	0,91	1,21	0,30	−1,42	0,00
								Батуми										
79	89,33	33,85	2,77	7,31	9,69	2,64	2,18	5,29	3,45	0,53	2,61	0,37	0,64	2,86	1,63	0,00	−0,14	0,00

о большой межгодовой изменчивости уровня в зимние месяцы, вызванной по всей видимости процессами синоптического масштаба.

Закономерности пространственно-временной изменчивости уровня в прибрежной зоне Черного моря прослеживаются на графиках (рис. 1.6) изолиний статистических параметров среднего квадратического отклонения σ и уровня 50 %-ной обеспеченности ξ, где по оси ординат отложены расстояния между станциями по периметру моря, а по оси абсцисс — месяцы. Статистические параметры σ и ξ получены путем обработки методами математической статистики рядов средних месячных значений уровня.

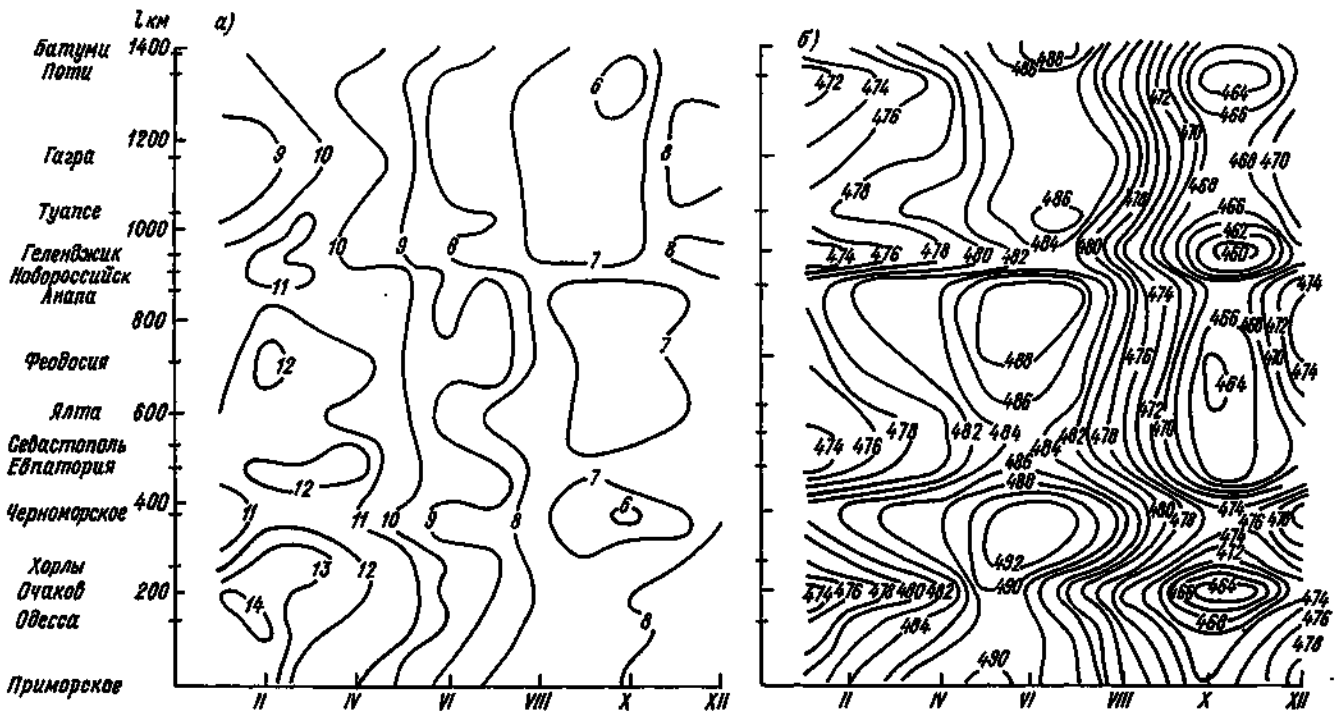


Рис. 1.6. Распределение статистических характеристик уровня моря в прибрежной зоне Черного моря (по средним месячным значениям за 1941—1980 гг.).

а — средние квадратические отклонения, см; *б* — уровень 50 %-ной обеспеченности, см.

Распределение уровня 50 %-ной обеспеченности ξ_{50} позволяет выделить районы однородной изменчивости (рис. 1.6 *б*): северо-западный, где значения ξ_{50} самые высокие в течение года; северо-восточный, в котором отмечается вторая после северо-западного района область повышенных значений этого параметра; крымский район, характеризующийся значениями ξ_{50}, более низкими, чем в прилегающих районах; центральная часть Кавказского побережья, со значениями ξ_{50}, более высокими, чем в крымском, но более низкими, чем в северо-восточном районе: юго-восточная часть Кавказского побережья, отличающаяся в весенне-летний период более высокими значениями ξ_{50}, чем в центральной части Кавказского побережья. Локальными особенностями режима отличаются акватория п. Черноморское с самыми высокими по морю значениями ξ_{50} и акватория района Очакова с самыми низкими в северо-западном районе моря значениями этого параметра. В районах Новороссийск—Геленджик и Поти значения ξ_{50} ниже, чем в центральной части Кавказского побережья.

Наибольших значений ξ_{50} достигает по всему морю в мае—июне, наименьших — в сентябре—октябре.

Средние квадратические отклонения месячных уровней моря от их многолетних (рис. 1.6 *а*) свидетельствуют о том, что наиболее устойчив по отношению к своей норме уровень у Кавказского побережья, наименее устойчив он в северо-западном районе моря. Крымский район занимает промежуточное между ними положение. Наименьшие значения σ на всех станциях отмечаются в период с июля по ноябрь и наибольшие — с января по апрель, т. е. в месяцы с наименьшими и наибольшими скоростями ветра.

1.5. СГОННО-НАГОННЫЕ И СЕЙШЕВЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

В течение года уровень воды у побережья моря испытывает непериодические колебания, вызываемые местным ветром и ветрами, охватывающими площадь моря в целом.

В мелководных частях моря, в заливах и бухтах наибольшие сгоны и нагоны формируются под действием ветра, направленного перпендикулярно к береговой линии. Напротив, у приглубых берегов максимальное развитие сгонно-нагонной циркуляции наступает при ветрах, дующих параллельно береговой линии. В образующихся при этом дрейфовых потоках под действием силы Кориолиса возникает поперечная циркуляция вод, направленная в сторону берега или от него. В первом случае происходит нагон поверхностных вод к берегу, во втором — их сгон. Нормальная составляющая течения в придонном слое имеет направление, обратное по сравнению с поверхностным слоем, т. е. при нагоне она направлена в сторону моря, при сгоне — в сторону берега. Образующееся глубинное компенсационное течение (в сторону берега) непрерывно восполняет убыль поверхностных сгонных вод, вследствие чего у приглубых берегов при сгонах наблюдается быстрое понижение температуры воды и сравнительно небольшие колебания уровня.

По данным А. К. Богдановой [20], при сильных сгонах у приглубых берегов наблюдается выход на поверхность вод холодной прослойки, находящейся в Черном море на глубине 50—75 м. При этом поверхностные более теплые воды отгоняются от берегов в море на несколько километров. Богдановой были определены значения сгонно-нагонных составляющих течения в поверхностном и придонном слоях.

Выяснено, что при скорости дрейфового течения, равной 40—60 см/с, скорость нормальных составляющих течения на поверхности моря колеблется от 3 до 10 см/с. Дальность распространения сгонов у приглубых берегов в горизонтальном направлении в весенне-летний и осенний период составляет 7—8 миль. В зимний период она увеличивается до 15—20 миль. Подъемы и опускания вод у берегов в период развития сгонно-нагонных течений способствуют вертикальному обмену в верхнем 150—200-метровом слое, что имеет важное значение для биологической жизни моря.

Количественные оценки относительной роли ветра и давления в формировании сгонно-нагонных колебаний уровня в районе западного и северо-западного побережья Черного моря получены в работах [102, 132].

В работе [102] для исследования особенностей формирования уровня у болгарского побережья использовались методы спектрального анализа линейных систем с тремя входами (атмосферное давление и два компонента ветрового напряжения) и одним выходом (колебания уровня моря с отфильтрованными приливными и сезонными колебаниями). Рассматривались 7-месячные ряды наблюдений за апрель—октябрь 1979 г. Выяснилось, что наибольшую роль в формировании уровня данного района играет вдольбереговой компонент ветрового напряжения.

Когерентность между уровнем и этим компонентом в диапазоне частот 0—0,5 цикл/сут имеет следующие значения для различных станций: Варна — 0,15; Иракли — 0,45; Бургас — 0,25 (в летний период) и 0,40 (в зимний); Ахтопол — 0,25 (летом) и 0,45 (зимой).

Вторым по влажности компонентом, влияющим на колебания уровня, является нормальная составляющая ветрового напряжения. Атмосферное давление играет пренебрежимо малую роль в возбуждении сгонно-нагонных колебаний.

В работе [132] аналогичные методы анализа были использованы для исследования колебаний уровня моря, обусловленных метеорологическими факторами, в п. Ильичевск. Использовались ряды наблюдений за уровнем моря, ветром и атмосферным давлением за 1977 г. Основные результаты анализа, представленные на рис. 1.7, 1.8, согласуются с результатами, полученными в работе [102] для болгарского побережья. Основной вклад в колебания уровня вносит ветер, давление оказывает на уровень значительно меньшее влияние (рис. 1.7 *б*). Значения регрессионных коэффициентов для системы составляющие ветра—уровень, рассчитанные по осредненным значениям модулей соответствующих частотных характеристик, 1,377 см (м/с) для зонального компонента и 1,561 см (м/с) для меридионального.

На колебания уровня оказывают также влияние конфигурация береговой линии, рельеф дна и

гидрологические условия прибрежной зоны моря.

Суммарное воздействие всех факторов приводит к разнообразию сгонно-нагонных колебаний в прибрежной зоне моря. Некоторое представление о пределах изменчивости уровня, обусловленных

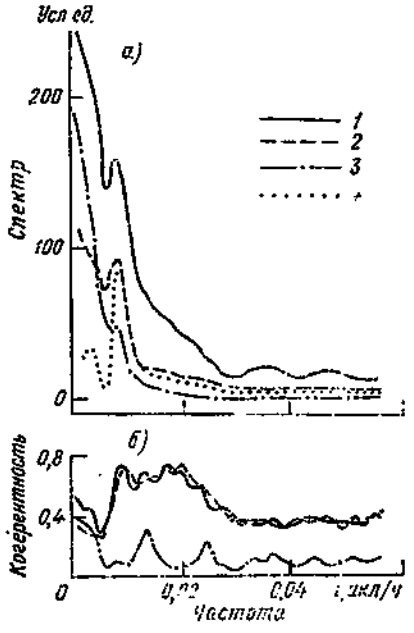


Рис. 1.7. Спектральные характеристики линейной системы двумя входами (атмосферное давление, модуль скорости ветра) и одним выходом (уровень моря) для ст. Ильичевск.

а — спектры кинетической энергии ветра (*1*), атмосферного давления (*2*), уровня моря (*3*) и предвычисленного уровня (*4*); *б* — частотные когерентности скорости ветра (*1*) и атмосферного давления (*3*) с уровнем моря, множественная когерентность (*2*) [132].

сгонами—нагонами, в различных районах моря дают размахи уровня по экстремальным его значениям за многолетний период (рис. 1.9).

Решающим фактором сгонно-нагонной циркуляции является ветер — его скорость и направление.

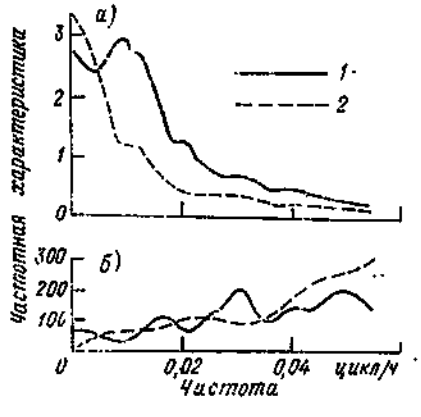


Рис. 1.8. Частотные характеристики систем скорость ветра — уровень моря (*1*) и атмосферное давление — уровень моря (*2*) для ст. Ильичевск [132].

а — модуль; *б* — фаза.

В течение года над Черным морем преобладают ветры северо-восточной четверти, составляющие 35—40 % годовой повторяемости всех направлений; в зимние и осенние месяцы их повторяемость в отдельных районах увеличивается до 40—50%. Штормы этого направления редко наблюдаются над всем морем, чаще они захватывают северо-восточный район и северные берега.

На юго-западном и южном побережье Крыма, находящихся под защитой Крымских гор, повторяемость северо-восточных ветров значительно меньше, а в юго-восточной части моря, защищенной с северо-востока Кавказскими горами, сильных ветров этих направлений почти совсем не бывает.

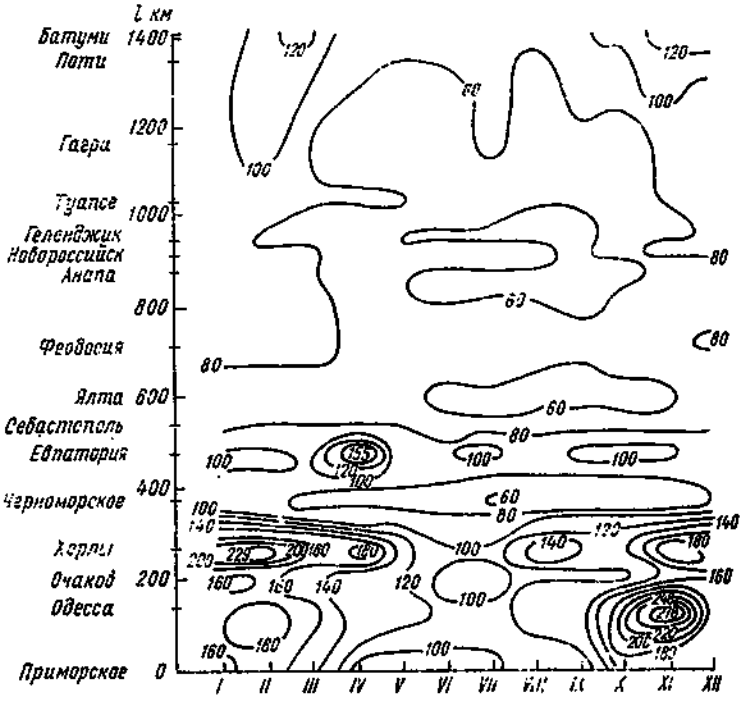


Рис. 1.9. Экстремальные месячные размахи уровня моря в прибрежной зоне, см.

Следующее место по повторяемости на побережье Черного моря занимают ветры юго-западной и западной четверти. Повторяемость их в течение года 25—30 %, а в отдельные летние месяцы она увеличивается до 35—40 %.

Под влиянием северо-восточных штормовых ветров на Черном море возникают устойчивые дрейфовые течения, направленные на запад с нагонной составляющей поперечной циркуляции, обусловливающей подъем глубинных вод в центральных районах моря. Эти ветры вызывают нагон воды у северного и западного берега моря и создают подпор воды на Днестре и Дунае.

Западные и юго-западные ветры вызывают сгоны в западной половине Черного моря и Южного берега Крыма. Особенно обширные и продолжительные сгоны наблюдаются в тех случаях, когда южные штормовые ветры сменяются западными. При этом возникают поверхностные течения, направленные вдоль северного побережья моря с запада на восток. Иногда сгоны распространяются на значительные расстояния вдоль побережья, достигая берегов Крыма, а в отдельных случаях и Кавказа.

Наиболее значительные сгоны и нагоны вызывают сильные (6 баллов и более) и продолжительные ветры одного направления, охватывающие большую часть акватории моря.

Рассмотрим примеры очень больших сгонно-нагонных колебаний уровня при штормовых ветрах различных направлений. В качестве отсчетного горизонта при определении сгонов—нагонов принят средний месячный уровень.

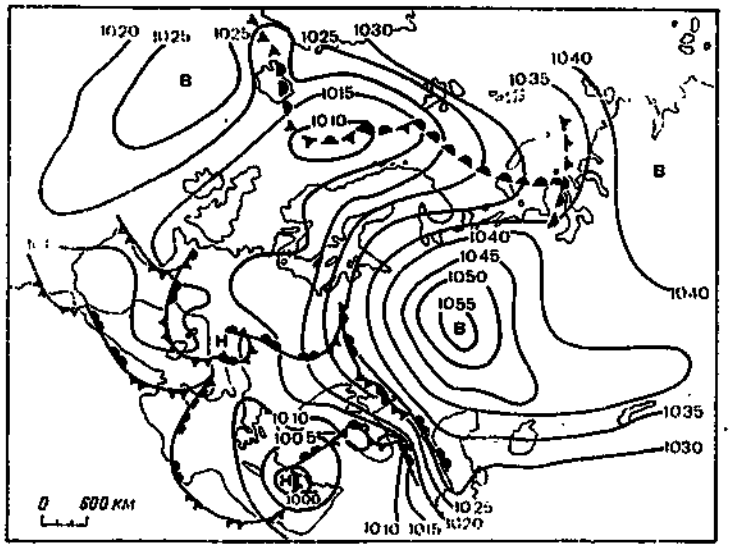


Рис. 1.10. Синоптическая карта. 9 марта 1970 г., 15 ч 00 мин.

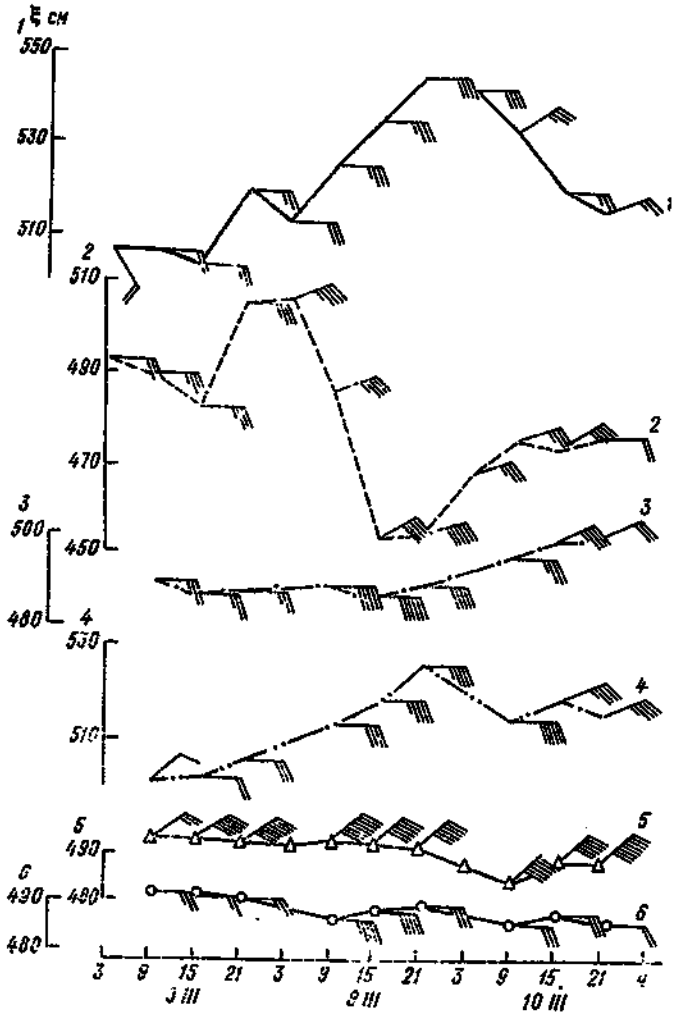


Рис. 1.11. Ход уровня в прибрежной зоне в марте 1970 г. по данным срочных наблюдений.

1 — Одесса; *2* — Хорлы; *3* — Черноморское; *4* — Феодосия; *5* — Новороссийск; *6* — Поти.

7—10 марта 1970 г. над Черным морем наблюдался сильный шторм северо-восточного и восточного направлений, обусловленный взаимодействием обширного антициклона, располагавшегося над Европейской территорией Союза, и депрессией над Турцией и Средиземным морем (рис. 1.10).

Юго-восточный ветер, наблюдавшийся вечером 7 марта и постепенно усилившийся 8 марта до 10—12 м/с, изменил направление на восточное и северо-восточное и достиг 9 марта максимальной скорости 18—25 м/с. На ряде станций порывы ветра достигали 30—35 м/с, а в Черноморском — 40 м/с. Сильный ветер, продолжавшийся в течение 2 сут, вызвал подъем уровня в Одесском и Феодосийском заливах и спад уровня в Каркинитском заливе и у берегов Кавказа. Колебания уровня моря в этот период прослеживаются на графике хода срочных уровней моря и ветра (рис. 1.11).

Продолжительность подъема и спада уровня составила по данным уровенных постов около 1,5 сут. Наибольшие колебания уровня отмечались в северо-западном районе моря. Максимальное за время нагона превышение уровня над средним месячным значением составило в Приморском 81 см, Одессе 46 см, в Феодосии 27 см.

25—27 ноября 1964 г. наблюдался шторм северо-западного направления. Шторм возник при прохождении через Черное море циклона, расположенного над Ботническим заливом. Циклон смещался на юго-восток со скоростью 40 км/ч. Скорость ветра в северо-западном районе моря

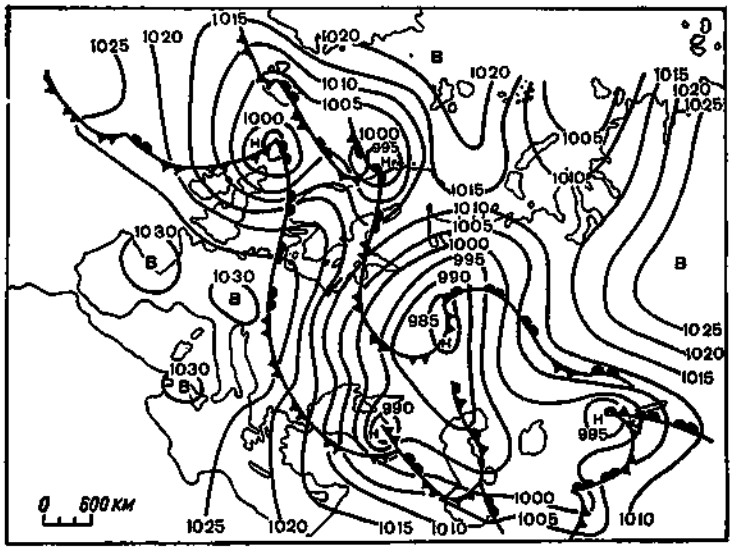


Рис. 1.12. Синоптическая карта. 26 ноября 1964 г., 15 ч 00 мин.

достигала 16—24 м/с, в Крымском и Керчь-Туапсинском — 20—30 м/с (рис. 1.12).

Вызванный штормом сгон последовательно распространялся с севера на юг и охватил все советское побережье Черного моря (рис. 1.13).

Наблюдавшийся 25 ноября у северного побережья моря юго-западный ветер скоростью до 9 м/с во второй половине дня изменил направление на западное. В ночь на 26 ноября ветер стал усиливаться и к утру 26 ноября его скорость на ряде станций достигала уже 14—16 м/с. Продолжая усиливаться, ветер перешел к северо-северо-западному и северо-западному направлению. Максималь-

ной скорости он достиг к 11 ч 26 ноября. Под действием ветра 25 ноября произошло понижение уровня у западного и северо-западного побережья моря. В Одессе в течение 6 ч уровень понизился на 42 см. При незначительном ослаблении ветра

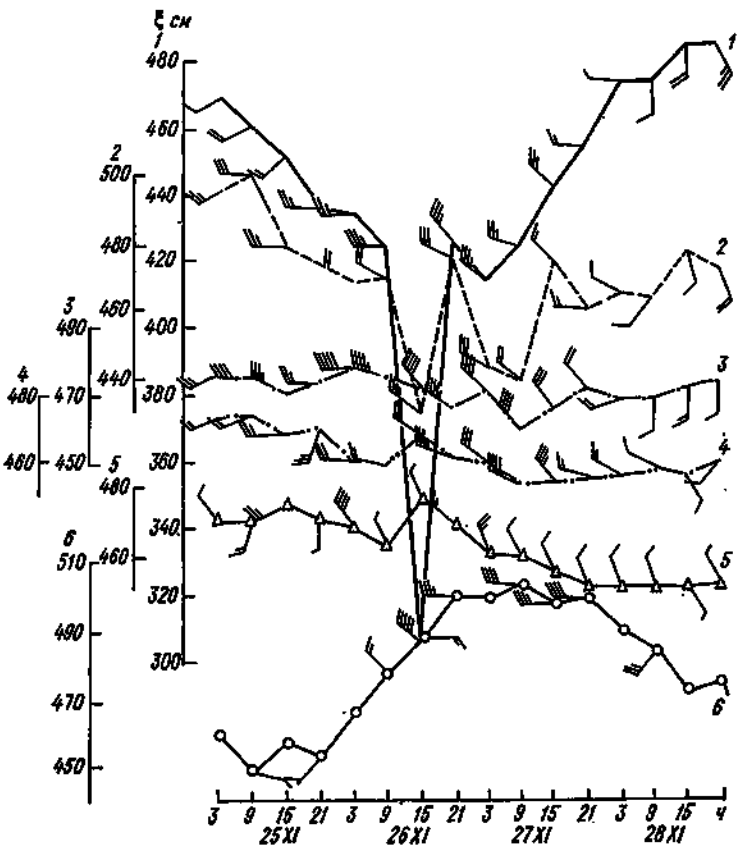


Рис. 1.13. Ход уровня в прибрежной зоне в ноябре 1964 г. по данным срочных наблюдений.

1 — Одесса; *2* — Хорлы; *3* — Черноморское; *4* — Феодосия; *5* — Новороссийск; *6* — Поти.

(до 8 м/с) началось компенсационное повышение уровня, которое в 5 ч 40 мин 26 ноября при нарастающей скорости западного ветра в промежутке между 9 ч 30 мин и 13 ч сменилось быстрым падением уровня, продолжавшимся в течение 7 ч. За это время уровень упал на 175 см. Интенсивность падения составила около 25 см/ч. Минимальный уровень (282 см) в Одессе был зафиксирован в 12 ч 30 мин. Стояние уровня моря на минимальной отметке продолжалось в течение 2 ч. У Кавказского побережья в это время наблюдалось повышение уровня. Оно было вызвано подпором воды, обусловленным ветрами, дующими навстречу преобладающему течению. Максимального развития сгон достиг здесь на 47 ч позже, чем в северо-западном районе. Величины сгона не превысили 10—12 см, что объясняется быстрой компенсацией поверхностных вод глубинными, проявившейся также в понижении температуры, хотя не столь резком, как это бывает летом, но все же хорошо выраженном во всей прибрежной зоне от Вилково до Батуми.

Над Черным морем 17 октября 1958 г. наблюдался шторм юго-восточного направления, возникший при прохождении передней части углубляющего циклона, который быстро смещался с юга Балканского полуострова в северо-восточном направлении. При этом скорость юго-восточного ветра местами достигала 20—24 м/с. Усиление ветра началось ночью 17 октября и продолжалось в течение 10—12 ч. В северо-западной части моря ветер достиг максимальной скорости к 13 ч, в восточной части — на 6—8 ч позже (рис. 1.14). Юго-восточные и южные ветры вызвали сгон воды у Кавказского побережья и у восточного побережья Крыма и нагон у западного и северного побережья моря и у западного побережья Крыма (рис. 1.15). Максимального значения 571 см уровень достиг в Одессе. При переходе в конце дня ветра от юго-восточного к юго-западному направлению со скоростью до 10 м/с началось повышение уровня у Кавказского и Крымского побережья и падение его у западного и северо-западного побережья моря.

Таким образом, во время штормов на всех станциях наблюдались вполне согласованные изменения уровня моря. Колебания, отмеченные на станциях в северо-западной части моря, прослеживались и на станциях у Крымского и Кавказского побережий, но на западе моря они наступали раньше и размахи их были больше, чем на востоке.

Для обобщения материалов наблюдений за уровнем моря при сгонах-нагонах были использованы фактические наблюдения прибрежных гидрологических станций за многолетний период.

Из анализа материалов четырехсрочных наблюдений за уровнем моря за период с 1948 по 1980 г. следует, что в западном районе моря (Приморское) наиболее сильное нагонное действие оказывают восточно-северо-восточные и северо-восточные ветры, в северо-западной части моря (Одесса, Очаков) — юго-восточные ветры и в Каркинитском заливе (Хорлы, Черноморское) — южные и юго-западные ветры.

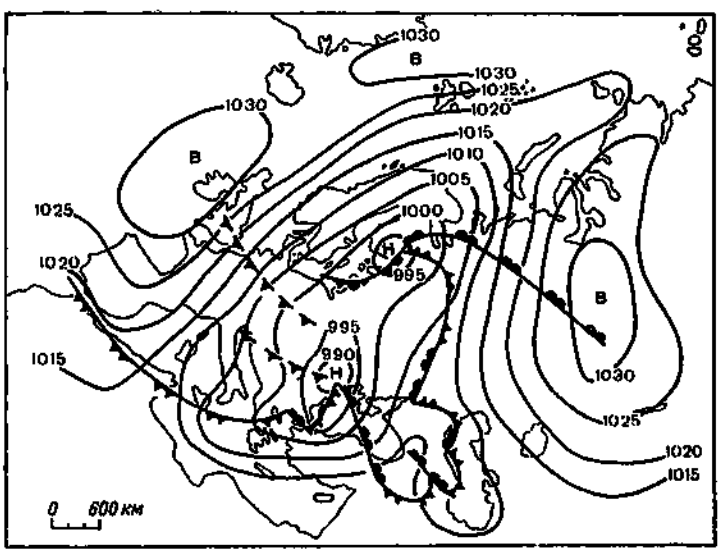


Рис. 1.14. Синоптическая карта. 17 октября 1958 г., 15 ч 00 мин.

Наиболее сильные сгоны в западной и северо-западной частях моря (исключая Каркинитский залив) вызывают западно-северо-западные и северо-западные ветры.

В Каркинитском заливе (по данным ст. Хорлы) наибольшее сгонное действие оказывают ветры

северо-северо-восточных и северо-восточных направлений. У Крымского и Кавказского побережий, где сгонно-нагонные колебания уровня выражены значительно слабее, разница в воздействии ветров различных направлений сглаживается. На станциях, расположенных в этих районах, при некоторых направлениях ветра наблюдаются и сгоны, и нагоны. Это связано с тем, что на формирование сгонов и нагонов в глубоководных частях моря чаще всего оказывают влияние не местные ветры, а ветры, действующие над открытым водным пространством, которые в большинстве случаев не фиксируются береговыми наблюдениями, так как горы значительно изменяют скорость и направление ветрового потока.

Наиболее значительные сгонно-нагонные колебания уровня ($\geqslant$30 см) отмечались в осенне-зимний период в западном и северо-западном районах моря. Максимальный нагон у Приморского зафиксирован в феврале (115 см), а максимальный сгон — в октябре (76 см). У Одессы максимальный нагон отмечен в октябре (100 см), а максимальный сгон — в ноябре (182 см). В Хорлах максимальный нагон был зарегистрирован в феврале (112 см), а максимальный сгон — в январе (93 см).

В северо-западном и западном районах моря наибольшее количество сгонов—нагонов по данным 4-срочных наблюдений составляет 30—40 см. Такие сгоны и нагоны у Приморского и Очакова наблюдаются осенью, зимой и весной. У Одессы и в Хорлах они бывают в течение всего года, но в летнее время их повторяемость незначительна. Колебания, превышающие 40 см, наблюдаются редко и только осенью и зимой. У Приморского за период с 1952 по 1963 г. нагоны более 40 см составили 3,9 % и сгоны 2,0 % всех случаев, у Одессы за период с 1948 по 1980 г. нагоны составили 1,6 % и сгоны 7,0 %, у Хорлов нагоны и сгоны соответственно наблюдались в 4,0 и 6,1 % случаев. Сильные сгоны и нагоны, превышающие 50 см, наблюдались еще реже. Повторяемость нагонов более 50 см у Приморского, Одессы, Очакова и Хорлов составила соответственно 1,9; 0,5; 0,2; 1,8 %, сгонов — 0,4; 3,2; 0,7; 2,0 % всех случаев.

Таким образом, в районе Приморского за многолетний период обнаруживается преобладание сильных нагонов над сгонами, в районе Одессы и Очакова — преобладание сильных сгонов над нагонами, в районе п. Хорлы соотношение между количеством сильных сгонов и нагонов приблизительно одинаково. Сгоны и нагоны, превышающие 60 см, бывают очень редко.

У Крымского побережья сгоны и нагоны невелики и редко превышают 20 см. Однако в единичных случаях в отдельных пунктах побережья наблюдались сгоны и нагоны 30—40 см.

У Кавказского побережья сгоны и нагоны редко превышают 20 см и еще реже 30 см.

Данные натурных наблюдений хорошо согласуются с теоретическими расчетами М. Энгеля [163]. Используя *HN*-метод, Энгель рассчитал ветровые нагоны для акватории Черного моря при ветрах различных направлений. Так, восточный ветер силой 20 м/с вызывает нагон около 55 см в районе Вилково и 44 см в районе Одессы, а южный ветер соответственно 70 см и 66 см. Максимальный нагон (79 см) в районе Одессы отмечен при юго-юго-восточном ветре.

Значительный интерес для практических целей представляет знание продолжительности и интенсивности спадов уровня при сгонах и подъемов при нагонах.

За начало спада при сгоне принималась наивысшая точка в положении уровня моря до начала явления, а за начало подъема при нагоне — наинизшая. Величина спада (подъема) уровня опреде-

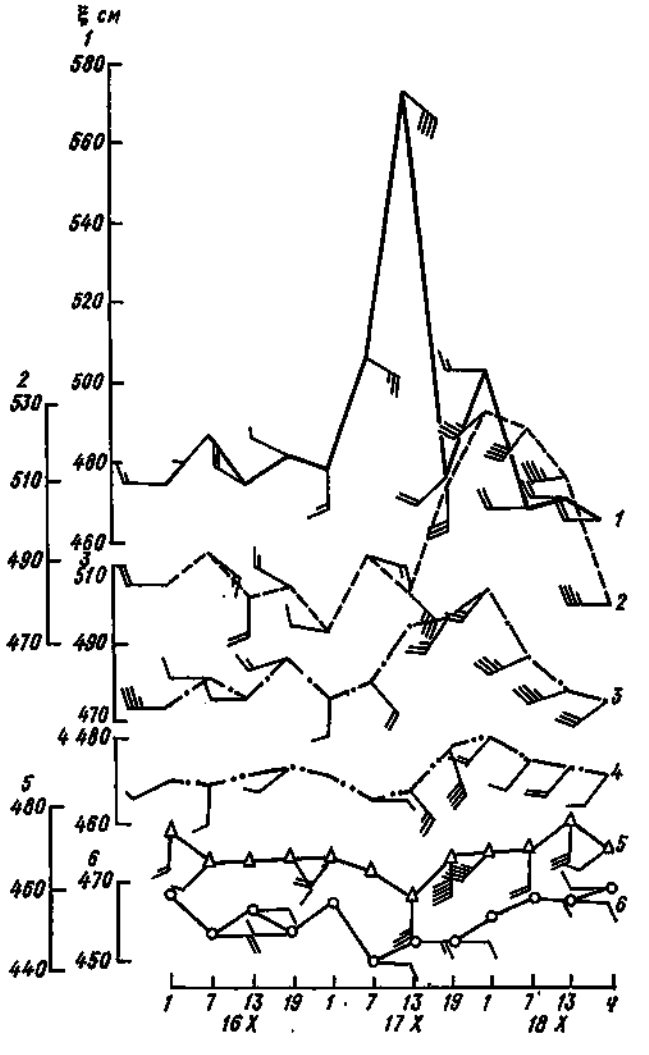


Рис. 1.15. Ход уровня в прибрежной зоне в октябре 1958 г. по данным срочных наблюдений.

1 — Одесса; *2* — Хорлы; *3* — Черноморское; *4* — Феодосия; *5* — Новороссийск; *6* — Поти.

лялась как разность между уровнем в начале явления и в момент достижения им минимального (максимального) значения. Промежуток времени между началом и окончанием спада (или подъема) считался продолжительностью (табл. 1.7).

Анализ продолжительности подъемов и спадов уровня моря в северо-западной части моря показал, что она изменяется в широких пределах (2—57 ч) и зависит от скорости ветра, его продолжительности и устойчивости в направлении. Подъемы и спады одинаковой величины часто имеют разную продолжительность. Так, спады в пределах 70—80 см, наблюдаемые в Одессе, имели продолжительность 7—57 ч. Самый большой спад, составивший 175 см, имел продолжительность 6 ч 50 мин, а самый большой подъем (100 см) продолжался 13 ч 10 мин. Характерным для Каркинитского

Таблица 1.7

Характеристика значительных (≥30 см) подъемов (1-я строка) и спадов (2-я строка) уровня моря по данным самописцев уровня моря

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Одесса (1958—1980)												
Число случаев за все годы	23 30	9 23	11 11	5 3	2 7	— 10	4 7	2 9	3 10	7 21	11 26	20 23
Средняя продолжительность, ч	16,5 19,2	19,6 17,7	23,4 15,5	13,9 12,9	8,2 11,5	— 10,0	9,1 10,5	30,3 13,8	10,1 13,2	20,4 13,9	11,4 15,0	15,4 15,2
Средняя интенсивность, см/ч	3,5 4,0	2,2 5,0	4,7 4,8	3,2 3,8	5,1 5,1	— 6,0	5,2 5,8	3,6 5,6	6,8 4,6	4,2 4,9	5,1 6,5	3,6 4,9
Феодосия (1958—1970)												
Число случаев за все годы	9 5	5 —	5 —	1 1	1 —	— —	— —	— —	1 1	1 3	1 4	5 4
Средняя продолжительность, ч	25,9 9,0	22,9 —	23,9 —	15,8 20,8	13,6 —	— —	— —	— —	29,4 4,4	8,4 28,3	13,0 11,4	30,1 21,3
Средняя интенсивность, см/ч	1,1 1,4	0,7 —	0,9 —	1,7 1,0	1,3 —	— —	— —	— —	0,7 4,5	2,3 0,8	1,6 2,0	1,1 1,3

залива (по данным ст. Хорлы) является небольшая продолжительность подъемов и спадов. В 30—40 % всех случаев подъемы и спады были здесь продолжительностью 5—10 ч, в 20 % случаев — продолжительностью до 5 ч.

У Крымского побережья подъемы и спады более продолжительны, чем в северо-западном районе. В районе Феодосии подъемы продолжительностью 20—25 ч составляют 31 %, а спады продолжительность 10—15 ч — 55,5 %. Непродолжительные спады и подъемы (5—10 ч) отмечались очень редко — 3—5 % всех случаев.

У Кавказского побережья в 40 % случаев подъемы и спады уровня продолжались 15—20 ч. Повторяемость подъемов и спадов продолжительностью 5—10 ч очень незначительна.

Таким образом, в мелководной северо-западной части моря подъемы и спады протекают быстрее, чем у приглубых крымских и кавказских берегов.

Средняя скорость изменения уровня моря при его подъемах и спадах составляет в Одессе и Очакове 2—6, в Хорлах 4—8, в Феодосии, Новороссийске, Туапсе, Поти, Батуми 1—2 см/ч. Максимальная скорость при подъеме и спаде в пунктах северо-западного побережья моря достигает 20—25 см/ч, в остальных пунктах побережья — 3—6 см/ч.

Подъемы и спады уровня экстремальной продолжительности происходят осенью и зимой, тогда же отмечается и их наибольшая интенсивность.

Наивысшие и наинизшие уровни наблюдались во время сгонов и нагонов (см. табл. 1.1).

По методу, основанному на статистической теории экстремальных значений [126], рассчитаны максимальные и минимальные уровни редкой повторяемости (табл. 1.8). Для расчета экстремальных уровней в Одессе и Севастополе, использованы наблюдения за 1875—1940, 1945—1974 гг., в Анапе, Новороссийске, Туапсе, Сухуми, Поти, Батуми — за 1924—1940, 1944—1974 гг.

Анализ спектров колебания уровня [27] показал, что в Черном море существует суточная (с периодом около 24 ч) и полусуточная (с периодом около 12,5 ч) составляющие прилива. Полусуточные приливы преобладают у восточного и западного побережья моря, и только в центральной ча-

Таблица 1.8

Рассчитанные максимальные и минимальные уровни моря редкой повторяемости, см

Пост	Максимальные уровни редкой повторяемости 1 раз в T лет				Минимальные уровни редкой повторяемости 1 раз в T лет			
	100	50	25	10	100	50	25	10
Одесса	587 ±6	584 ±5	571 ±4	560 ±3	335 ±8	346 ±7	357 ±6	372 ±4
Севастополь	533 ±3	529 ±3	526 ±2	522 ±2	406 ±2	410 ±2	414 ±1	418 ±1
Анапа	544 ±5	539 ±4	535 ±3	529 ±2	419 ±5	423 ±4	426 ±4	431 ±2
Новороссийск	551 ±5	546 ±5	541 ±4	533 ±3	409 ±6	413 ±5	417 ±4	422 ±3
Туапсе	542 ±5	538 ±4	533 ±3	526 ±3	400 ±6	404 ±5	408 ±4	413 ±3
Сухуми	546 ±5	541 ±4	536 ±3	530 ±2	414 ±6	419 ±5	422 ±4	427 ±3
Поти	565 ±6	560 ±5	554 ±4	547 ±3	406 ±6	410 ±5	414 ±4	420 ±3
—	548	543	538	531	412	416	420	425
Батуми	±5	±5	±4	±3	±6	±5	±4	±3

сти (Севастополь, Ялта) колебания уровня имеют слабо выраженный суточный характер (рис. 1.16).

Результаты спектрального анализа колебаний уровня моря [15] по записям самописцев уровня моря (СУМ) в портах северо-западного, Крымского и восточного побережья в 1980, 1981 гг. согласуются с результатами, полученными в работе

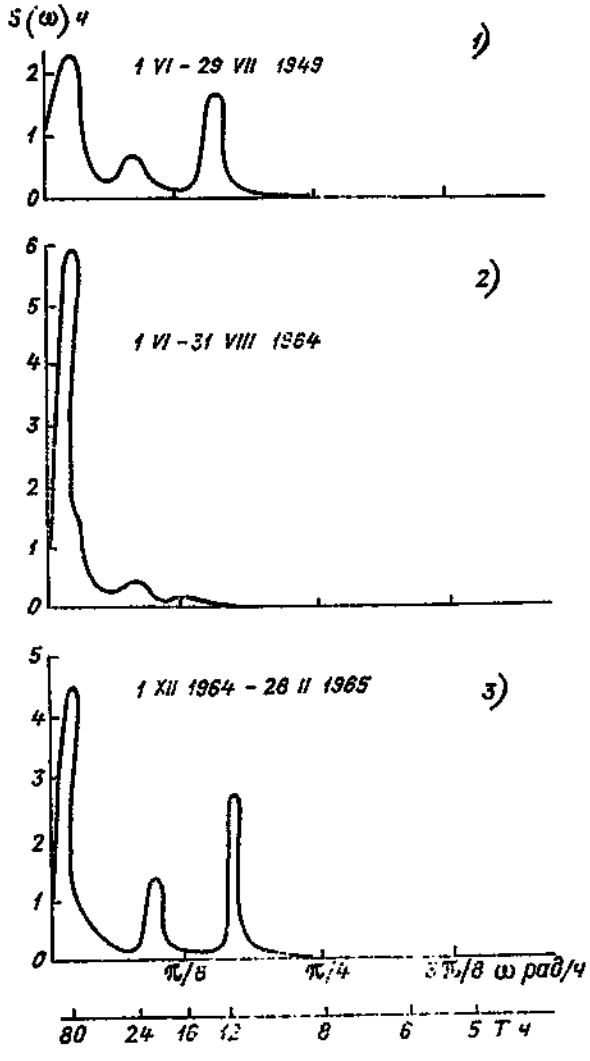


Рис. 1.16. Функции спектральной плотности колебаний уровня моря.
1 — Одесса; *2* — Поти; *3* — Батуми [121].

[27]. Были рассмотрены суточные колебания уровня моря по записям самописцев уровня моря за 5-летний период (1963—1967). Наибольшие суточные размахи уровня наблюдаются по всему морю в зимние месяцы. У северо-западного побережья они в большинстве случаев составляют 10—20 см, иногда 50—90 см и более. У Крымского и Кавказского побережий наиболее часты колебания до 10 см при максимальном значении 30—40 см.

Так как на суточную волну накладываются другие колебания, затушевывающие ее ход, целесообразно рассмотреть суточные колебания в штилевые периоды.

Можно видеть (рис. 1.17), что в суточных колебаниях уровня хорошо прослеживаются два максимума и два минимума. На западе моря максимумы отмечаются утром (около 5—6 ч) и вечером (около 18—19 ч), минимумы — в полдень (около 12—13 ч) и ночью (около 0 и 1 ч). Во время максимального стояния уровня моря на западе моря на востоке наблюдается его минимальное стояние и наоборот. В Черном море в колебаниях уровня моря имеет место волна с периодом около 12 ч. Фазы волны

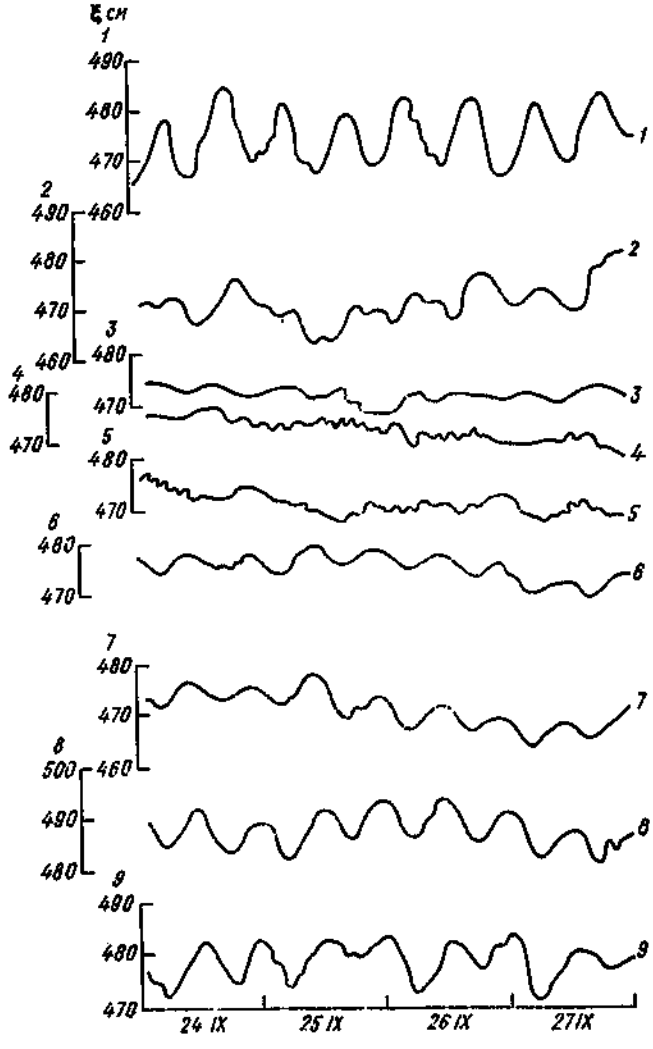


Рис. 1.17. Квазипериодические колебания уровня в прибрежной зоне моря в сентябре 1969 г.
1 — Одесса; *2* — Очаков; *3* — Севастополь; *4* — Ялта; *5* — Феодосия; *6* — Геленджик; *7* — Туапсе; *8* — Поти; *9* — Батуми.

на западном и восточном побережье моря противоположны, размахи волны убывают при движении к центральной части побережья (в Севастополе и Ялте они практически равны нулю). Устойчивость волны в течение года с достаточной степенью надежности можно проверить, осреднив ежечасные наблюдения и получив средние их значения за месяц и исключив тем самым влияние сгонно-нагонных колебаний. Ход осредненных за многолетний период ежечасных уровней моря по станциям в марте (рис. 1.18) подтверждает, что эта особенность проявляется во всех пунктах побережья, исключая район Крымского побережья от Севастополя до Феодосии. Это дает право считать выявленную волну одноузловой сейшей всего моря в целом, узловая линия которой проходит в меридиональном направлении от Крымского полуострова. И. В. Курчатов [77] вычислил также период сейши вдоль большой оси, так как выделить его на лентах

самописца не удалось. Он оказался равным 4 ч 30 мин. Расчет производился по формуле Мериана

$$T = 2l/\sqrt{gH}, \qquad (1.8)$$

где l — длина моря, м; H — глубина моря, м; T — период, с.

Приблизительно такие же результаты были получены в работе [165], где для района Констанцы выделены сейши с периодом 4 ч 30 мин и амплитудой 4 см. На энергетическом спектре [27]

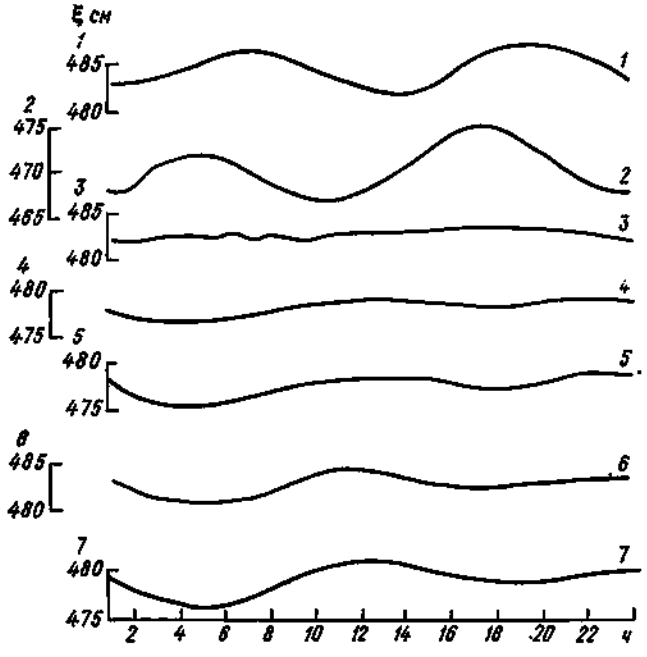


Рис. 1.18. Суточный ход уровня моря в марте по данным ежечасных значений, осредненных за 1963—1967 гг.
1 — Одесса; *2* — Хорлы; *3* — Ялта; *4* — Новороссийск; *5* — Геленджик; *6* — Туапсе; *7* — Поти.

выявлены слабые пики функций спектральной плотности в Вилково с периодом 4,8 ч. Можно было бы предположить, что волна с этим периодом является продольной одноузловой сейшей Черного моря, период которой был теоретически определен Курчатовым. Однако отсутствие волны с этим периодом в других пунктах говорит об индивидуальной особенности колебаний уровня в районе Вилково и ставит под сомнение эту гипотезу.

Размахи сейшевых колебаний уровня моря невелики. Максимальные их значения по осредненным за 10-летний период (1958—1967) ежечасным данным отмечаются в Одессе и Поти (до 6—7 см). В других пунктах побережья они еще меньше.

Для свободных колебаний, возникающих в Черном море в результате наклонов уровня под действием восточного и южного ветров со скоростью 20 м/с, численным методом [163] определены амплитуды, фазы и периоды свободных колебаний в различных точках побережья и открытого моря.

Наибольший подъем уровня происходит у северо-западного побережья от Одессы до Констанцы при восточном ветре. При этом линия нулевого уровня делит всю западную половину моря приблизительно пополам. Периоды свободных колебаний от 2 до 10 ч.

На сейшевые колебания моря накладываются сейшевые колебания отдельных его частей.

В бухтах и заливах Черного моря наблюдаются сейши с периодом от нескольких минут до 1—2 ч с размахами до 40—50 см. Размахи сейш в отдельных пунктах могут достигать, а иногда и превышать годовые размахи колебаний уровня.

Причины возникновения сейш различные. Сейши малых периодов (2—3 мин) и размахов чаще всего наблюдаются при неспокойном состоянии моря и вызываются трансформацией крупных волн в прибрежной зоне. При спокойном состоянии моря причиной появления сейш могут служить резкие порывы ветра одного направления, а в портах — также вход и выход из порта больших судов. Сейши более крупных периодов (до 15—20 мин), отличающиеся большими размахами, возникают при резких колебаниях атмосферного давления, а также изменениях направления и скорости ветра. Наиболее часто сейши этого типа появляются при прохождении циклонов, особенно их периферий, обусловливающих усиление ветра.

Под влиянием ветра, имеющего устойчивое направление и скорость, создается повышение уровня у одного берега и понижение его у другого. При быстром прекращении ветра или перемене его направления на противоположное водные массы, возвращаясь в положение равновесия, приходят в колебательное движение, причем колебания носят периодический характер. Под влиянием сил трения колебания постепенно затухают. Примером может служить сильный шторм северо-западного направления 25—26 ноября 1964 г., во время которого в ряде пунктов были отмечены максимальные за 10-летний период (1958—1967) размахи сейшеобразных колебаний (рис. 1.19).

Параметры сейш определяются физико-географическими условиями района (размерами, глубиной, очертаниями береговой линии, рельефом дна).

В табл. 1.9 приведены элементы сейш для отдельных пунктов Черного моря. Можно видеть, что во всех портах наблюдаются сейши с периодом 5—10 мин. Сейши с периодом более 1 ч отмечаются в Одессе, Хорлах, Евпатории, Севастополе и Новороссийске.

Возможна только приблизительная оценка параметров сейш и их повторяемости, так как кривая сейшеобразных колебаний имеет сложный вид в результате интерференции сейш, развивающихся в различных направлениях.

Повторяемость сейш различных периодов и размахов в течение года неодинакова. Наибольшую повторяемость во всех пунктах имеют сейши с периодом до 10 мин. Из сейш большего периода в портах северо-западного и Крымского побережья наиболее часты сейши с периодом 30—50 мин. Исключение составляют районы заливов Одессы и Феодосии, где наибольшую повторяемость имеют сейши с периодом более 1 ч. В портах Кавказского побережья наиболее часты сейши с периодом 20—30 мин и только в Батуми — 5—10 мин.

Сейши с размахами 5—10 см наблюдаются равномерно в течение года, повторяемость их в Одессе и Хорлах составляет до 10—15 сут в месяц, а в Евпатории, Севастополе, Новороссийске, Геленджике, Туапсе — до 25—30 сут. Сейши с размахами более 10 см встречаются реже. По данным самописцев уровня моря за 10-летний период их количество в Одессе и Севастополе составило около 100, в Геленджике и Новороссийске — около

250, в Хорлах, Евпатории, Батуми — около 40 случаев. Максимальные размахи в указанных пунктах достигали 35—55 см, в Батуми — 25 см.

Из табл. 1.10 видно, что с увеличением градации повторяемость сейш убывает. Сейши с размахом более 25 см встречаются редко (до 10—15 % всех случаев). В Феодосии, Ялте и Поти сейши с размахами более 10 см наблюдались исключительно редко (в Феодосии в 11 случаях, в Ялте и Поти в двух случаях) и размахи их не превысили 20 см.

$$F = \exp\left[-1{,}21\,(T/\overline{T} - 0{,}31)^2\right] \text{ для Варненского залива;} \quad (1.11)$$

$$F = \exp\left[-1{,}90\,(T/\overline{T} - 0{,}38)^2\right] \text{ для Бургасского залива,} \quad (1.12)$$

где ξ — высота; $\bar{\xi}$ — средняя высота колебаний, а T и $\overline{T}$ — их текущий и средний периоды.

Расчет сейш Черного моря производился М. Энгелем и В. Я. Марамзиным. Энгель [163] приме-

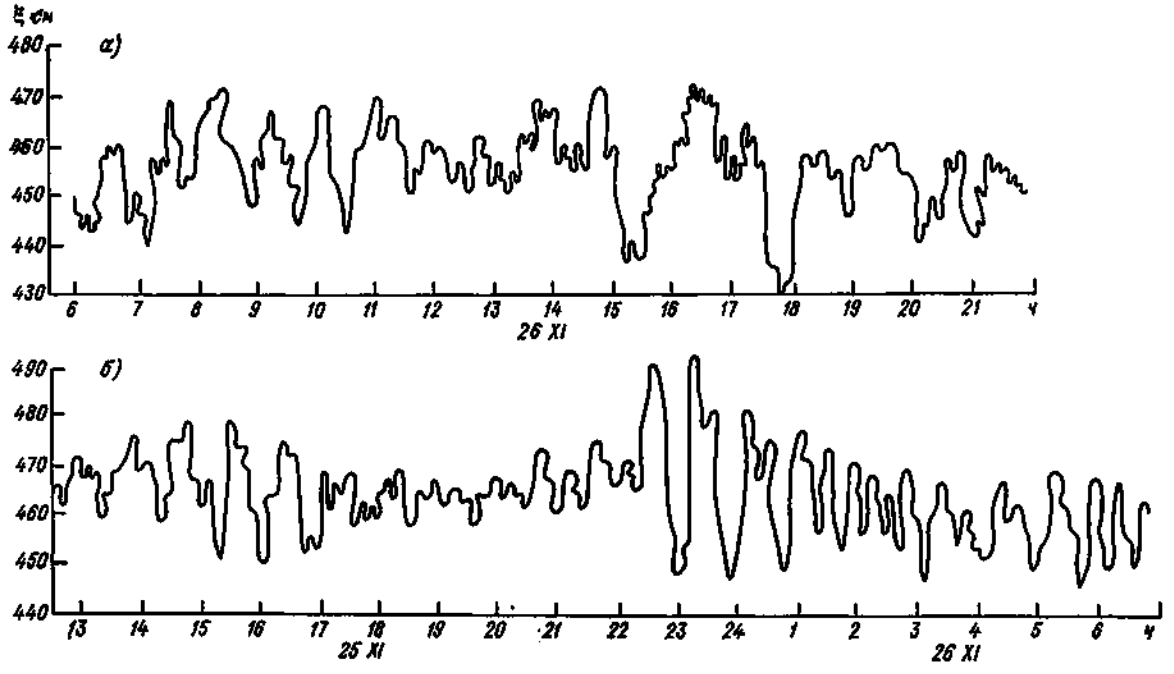


Рис. 1.19. Ход уровня в ноябре 1964 г.
а — Севастополь; *б* — Новороссийск.

Время существования сейш неопределенно. Внезапно возникнув, они могут быстро затухать, но могут сохраняться и на протяжении нескольких суток.

Продолжительность значительных (с размахом >10 см) сейшеобразных колебаний уровня составляла 3—25 ч, но чаще всего (в 40—50 % случаев) она изменялась в пределах 6—10 ч.

В районе Варны и Бургаса, по данным Е. Крастевой [71], сейши наблюдаются гораздо чаще и имеют бо́льшую высоту, чем на Черноморском побережье СССР. Так, за 1935—1936 гг. в Варне была зарегистрирована 3031 сейша высотой более 15 см. Максимальная высота сейши (107 см) отмечена в Бургасе в 1935 г. Сейши с амплитудой более 10 см наблюдались 39 сут в году, максимальная их высота была 53 см. Характерные периоды сейш в Варне и Бургасе 27 и 87 мин, максимальные — соответственно 65 и 185 мин.

На основе наблюдений за уровнем моря в Варне за 1970—1973 гг. и в Бургасе за 1976—1977 гг. Д. Костичковой и Ж. Черневой [70] были получены следующие функции распределения высот:

$$F = \exp\left[-0{,}88\,(\xi/\bar{\xi} - 0{,}20)^2\right] \text{ для Варненского залива;} \quad (1.9)$$

$$F = \exp\left[-0{,}64\,(\xi/\bar{\xi})^2\right] \text{ для Бургасского залива} \quad (1.10)$$

и периодов колебаний:

Таблица 1.9

Характеристика сейш в портах Черного моря за многолетний период

Пункт	Период				Размах, см	
	наибольший		наименьший		наибольший	наименьший
	ч	мин	ч	мин		
Одесса (1958—1980)	2			5	45	2
Хорлы (1928—1937)	1	50		5	35	2
Евпатория (1930—1939)	2	40		5	36	2
Севастополь (1958—1980)	1	30		5	40	2
Ялта (1968—1980)		30		10	16	2
Феодосия (1968—1980)	2	10		10	33	2
Новороссийск (1958—1965)	1	10		10	43	2
Геленджик (1968—1980)	1			5	58	2
Туапсе (1958—1961, 1963—1966, 1967—1980)		40		5	45	2
Поти (1958—1980)		30		10	16	2
Батуми (1967—1980)		10		5	22	2

Таблица 1.10

Повторяемость размахов значительных сейшевых колебаний уровня моря

Изменение размахов сейш, см	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
Одесса (1958—1967)													
11—15	—	1	2	—	1	1	2	2	2	1	—	—	12
16—20	3	2	4	4	2	4	1	4	3	4	2	2	35
21—25	3	3	1	2	3	—	1	1	—	1	4	3	22
26—30	—	—	1	1	—	—	1	3	—	—	—	—	6
31—35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
36—40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
41—45	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1
Сумма случаев	6	6	8	7	6	5	6	10	5	6	6	5	76
Среднее	1	1	1	1	1	—	1	1	—	1	—	—	8
Севастополь (1958—1967)													
11—15	2	5	—	—	7	2	1	—	4	—	6	8	35
16—20	5	3	6	—	4	1	2	1	5	1	6	5	39
21—25	—	3	2	4	4	1	1	1	2	2	1	3	24
26—30	—	—	1	—	2	—	2	1	—	—	2	—	8
31—35	—	—	1	—	1	—	—	1	—	—	—	1	4
36—40	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	2
Сумма случаев	7	11	10	4	19	4	6	4	11	3	16	17	112
Среднее	1	1	1	—	2	—	1	—	1	—	2	2	11
Новороссийск (1958—1965)													
11—15	10	6	8	4	7	6	5	4	5	7	9	17	88
16—20	10	9	15	18	13	6	6	5	5	7	8	7	109
21—25	3	3	2	7	12	2	3	2	2	1	3	1	41
26—30	1	1	—	—	2	3	2	2	—	1	—	3	15
31—35	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	2
36—40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
41—45	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1
Сумма случаев	24	19	25	29	34	17	17	13	13	16	21	28	256
Среднее	3	2	3	3	4	2	2	2	2	2	3	4	32

нил один из вариантов метода конечных разностей (метод Ганзена). Интегрировались уравнения движения в их конечно-разностной апроксимации с учетом трения, вращения Земли и пр. Решалась начальная задача. Первоначально рассчитывался ветровой нагон, создаваемый стационарным ветром (в двух вариантах) при восточном и южном направлениях. После этого ветер отключался и рассчитывались свободные колебания, возникающие при разрушении нагона. Периоды собственных колебаний определялись в результате спектрального анализа рассчитанных мареограмм для нескольких точек акватории. Два варианта расчета дали практически идентичные результаты. Были получены следующие периоды; 10; 16 ч; 5,93 ч; 5,08 ч; 4,35 ч; 2,88 ч и др. М. Энгель отмечает, что основная энергия свободных колебаний оказалась сосредоточена в северо-западной мелководной части моря.

В. Я. Марамзин [90] использовал для расчета сейш метод конечных элементов. В отличие от работы [163] решалась не начальная, а краевая задача, которая позволяет получать набор собственных частот и соответствующих им форм собственных колебаний. Однако при решении такой задачи гораздо труднее учесть такие факторы, как трение и вращение Земли, поэтому расчеты выполнялись в пренебрежении ими. Формы 10 низших мод приведены на рис. 1.20. Соответствующие им периоды (9,52 ч; 6,07 ч; 5,58 ч и др.) в целом неплохо согласуются с результатами М. Энгеля. Отличительная особенность практически всех мод собственных колебаний Черного моря — концентрация их энергии в северо-западной части бассейна, где прежде всего следует ждать проявления сейш. Так, для низшей моды (9,52 ч) узловая линия проходит почти точно по 200-метровой изобате, фактически являющейся границей северо-западной части, причем амплитуда колебаний в этой части примерно в 15 раз больше, чем у восточных берегов.

Дополнительные сведения о характере сейшевых колебаний Черного моря можно получить на основе данных спектрального и взаимно-спектрального анализа годовых серий наблюдений за уровнем Черного моря (рис. 1.21, 1.22). Для станций в северо-западной части моря в спектрах заметны максимумы, которые хорошо согласуются с периодами 2, 3 и 4-й мод (рис. 1.21 *а*). Эти же максимумы, хотя и более слабые, проявляются также и в спектрах кавказских станций (рис. 1.21 *в*), а для крымских станций, вблизи которых согласно расчетам, проходят узловые линии, какие-либо заметные экстремумы на частотах выше приливных отсутствуют (рис. 1.21 *б*). Реальность существования и правильность определения периодов 2, 3 и

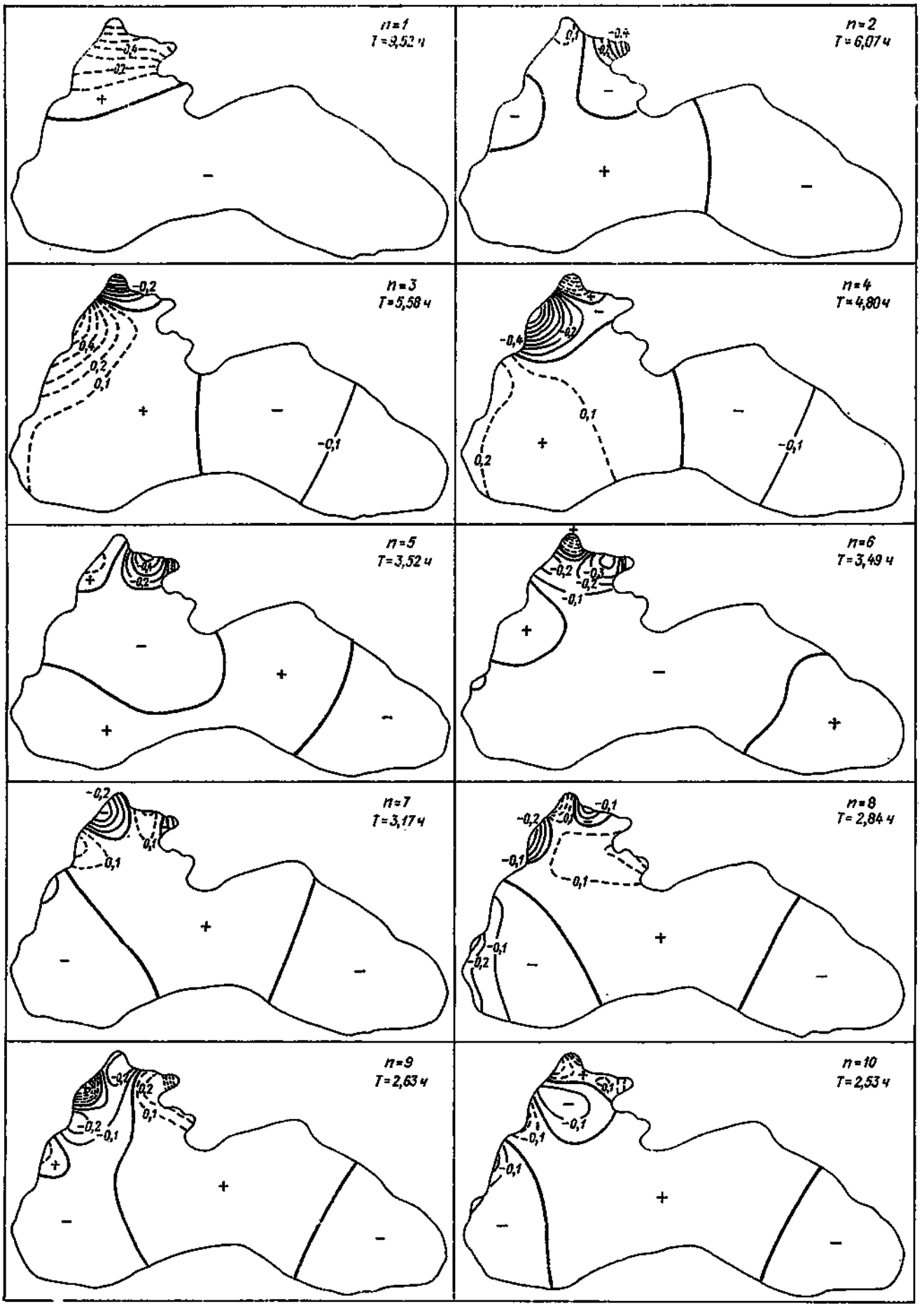


Рис. 1.20. Формы собственных колебаний моря для десяти низших мод, рассчитанные методом конечных элементов [90].

4-й моды подтверждаются также высокими значениями когерентности колебаний уровня как для станций, расположенных на одном берегу (рис. 1.22 *а, в*), так и на противоположных берегах

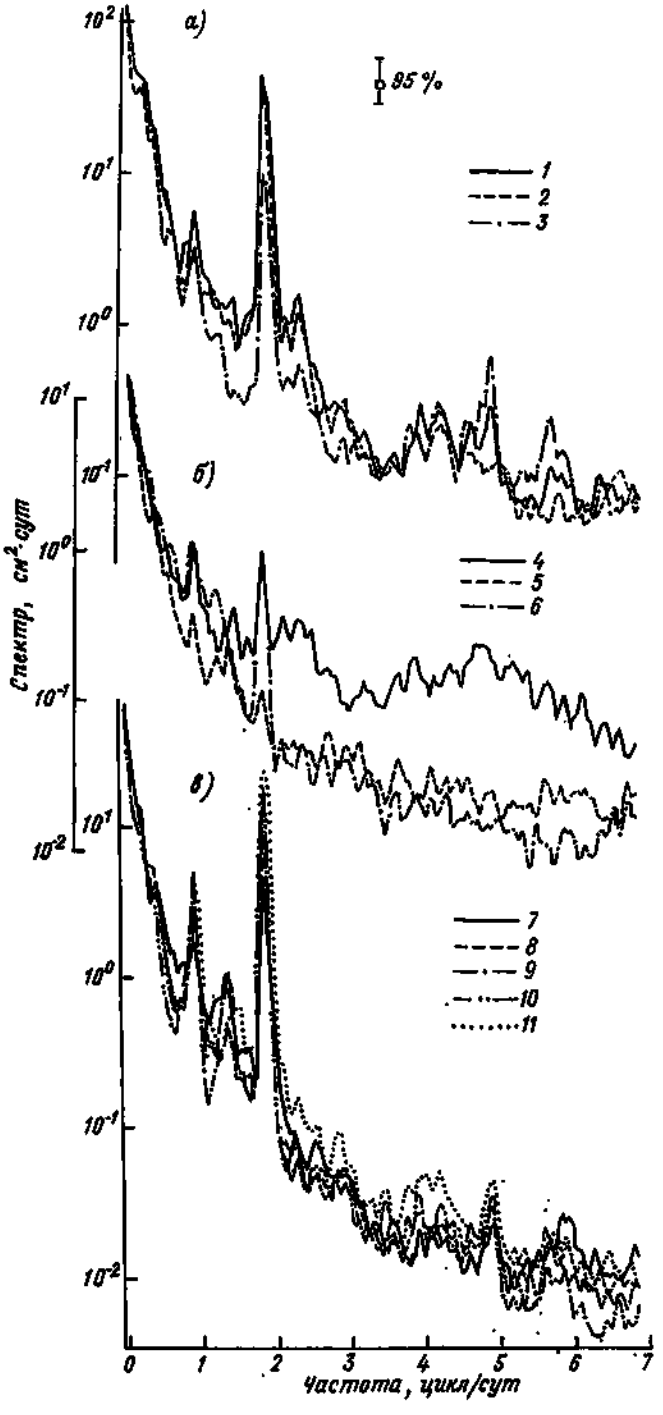


Рис. 1.21. Спектры колебаний уровня для северо-западных (*а*), крымских (*б*), кавказских (*в*) станций.

1 — Одесса; *2* — Ильичевск; *3* — Очаков; *4* — Севастополь; *5* — Ялта; *6* — Феодосия; *7* — Геленджик; *8* — Туапсе; *9* — Сочи; *10* — Поти; *11* — Батуми.

Черного моря (рис. 1.22 *б, г*). В спектрах уровня (см. рис. 1.21), а также в функциях когерентности (см. рис. 1.22) заметен небольшой максимум с периодом, близким к периоду 1-й моды по данным расчетов [90, 163]. Следует осторожно подойти к оценке его природы, так как, во-первых, наблюдаемый максимум достаточно слабый а, во-вторых, он близок к максимуму, соответствующему полусуточным приливам.

Фактические данные о низкочастотных сейшах Черного моря малочисленны и недостаточно надежны, так как получены преимущественно в результате обработки относительно коротких серий наблюдений. Эндрес [162] приводит следующие периоды сейш Черного моря, полученные им на основе анализа 9-суточной записи уровня моря из работы И. В. Курчатова [77]: 7,4; 6,4; 5,5; 4,3; 3,7; 3,2 ч и др., которые, за исключением первого, соответствуют данным расчета [90].

В. Х. Германом [27] при спектральном анализе 1—3-месячных мареограмм в различных пунктах побережья Черного моря низкочастотные сейши не обнаружены (единственный спектральный максимум с периодом 4,8 ч проявился на ст. Вилково, однако его связь с сейшами сомнительна), что по мнению автора связано с тем, что энергия этих колебаний мала и они затушевываются другими колебаниями. По этой же причине, вероятно, не были обнаружены эти колебания у болгарского побережья [70, 71].

Большинство исследователей полагает, что низкочастотные сейши Черного моря в основном вызываются приливами. Однако в этом случае они должны были бы носить более стабильный характер и лучше проявляться на спектрах. Возможно, они все же связаны с атмосферными депрессиями и для их генерации требуются определенные благоприятные условия.

На собственные колебания бассейна Черного моря оказывают влияние эффекты, связанные с вращением Земли. В результате вращения Земли образуются собственные колебания, имеющие характер бегущих волн. Для исследования этого эффекта А. Дефант [160] аппроксимировал Черное море цилиндром, в котором стоячая волна (при отсутствии вращения) имела период 6 ч. Выяснилось, что вращение Земли в этом случае приводит к появлению двух волн: бегущей против часовой стрелки с периодом 6,49 ч и по часовой стрелке с периодом 5,47 ч. Еще более интересные эффекты возникают, если одновременно учесть вращение Земли и изменения рельефа. Еще Г. Ламб [80], рассматривая модель параболической чаши, показал, что в этом случае возникает особый низкочастотный вид колебаний, распространяющийся против часовой стрелки (в северном полушарии). Позже этот вид колебаний был обнаружен в различных районах Мирового океана и получил название шельфовых волн [46]. По данным А. С. Блатова и других [15, 16] характерные периоды шельфовых волн в Черном море 1,5—6,5 сут. Следует отметить, что шельфовые волны носят квазигеострофический характер и сравнительно слабо проявляются в колебаниях уровня моря, хотя и вызывают сильные течения [46].

1.6. ПРИЛИВЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

Черное море является самым изолированным морем Мирового океана и приливы в нем формируются под непосредственным влиянием приливообразующих сил, а не поступают через открытые

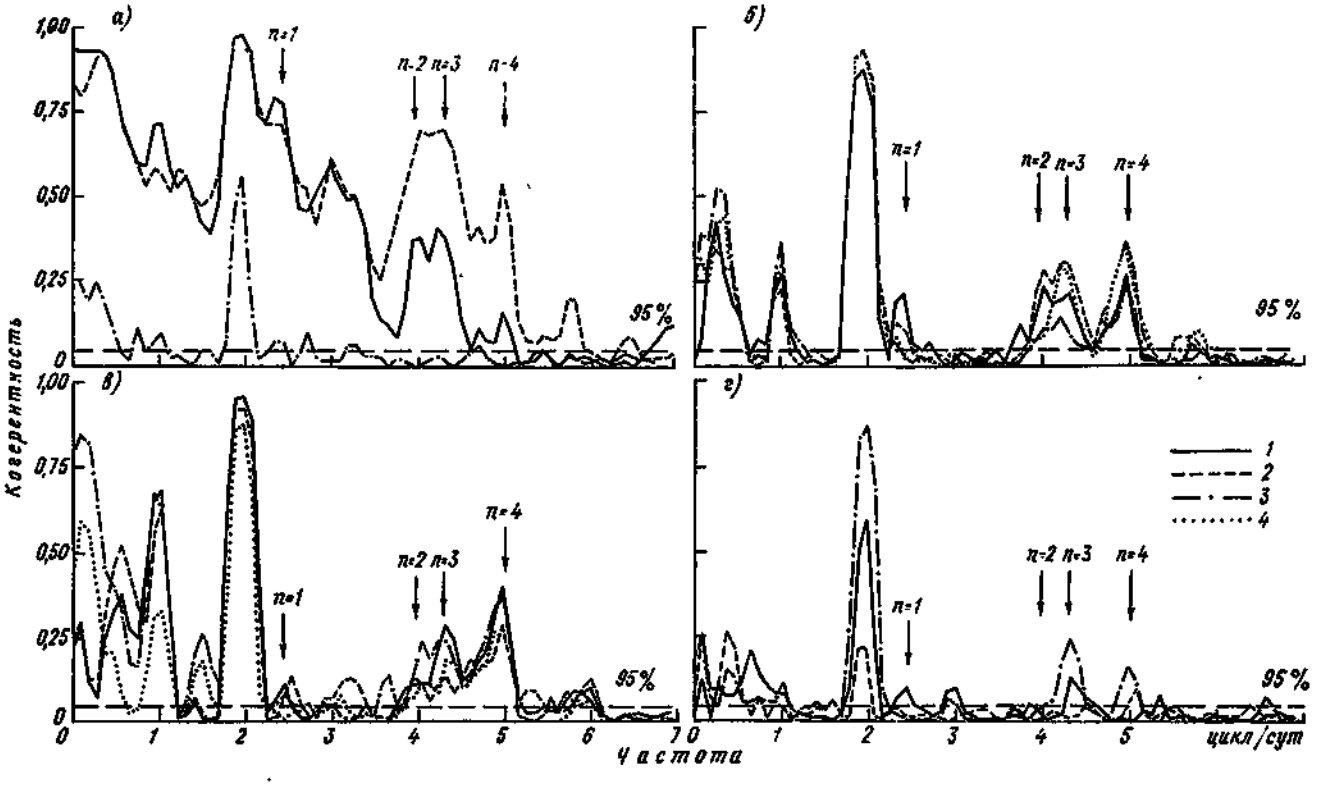


Рис. 1.22. Когерентность между колебаниями уровня по данным измерений на разных станциях.
а — Одессы и Ильичевска (*1*), Очакова (*2*), Севастополя (*3*); *б* — Одессы и Туапсе (*1*), Сочи (*2*), Поти (*3*), Батуми (*4*); *в* — Сочи и Батуми (*1*), Поти (*2*), Туапсе (*3*), Геленджика (*4*); *г* — Сочи и Севастополя (*1*), Ялты (*2*), Феодосии (*3*).

границы из смежного океанического бассейна. Они невелики и, по мнению А. К. Леонова [82], оказывают относительно малое влияние на формирование гидрологического режима моря. Вместе с тем они отличаются стабильностью и хорошо проявляются как в записях уровня моря, так и в их спектрах (см. рис. 1.21, 1.22). При этом, как показывают данные взаимно спектрального анализа [101], приливные колебания на различных станциях тесно связаны между собой. Для суточных приливов высокая когерентность наблюдается для станций, расположенных на одном берегу: Варна—Иракли — 0,89; Варна—Бургас — 0,86; Бургас—Ахтопол — 0,97; Одесса—Ильичевск — 0,72; Одесса—Очаков — 0,58 (рис. 1.22 *а*); Сочи—Батуми — 0,69; Сочи—Туапсе — 0,68 (см. рис. 1.22 *в*) и т. д., и значительно меньшая в том случае, когда станции расположены на противоположных берегах (см. рис. 1.22 *б*). Для полусуточных приливов высокая когерентность проявляется как для близлежащих станций: Варна—Иракли — 0,81; Бургас—Ахтопол — 0,97; Одесса—Очаков — 0,96; Сочи—Батуми — 0,95 (см. рис. 1.22 *а, в*) и т. д., так и для удаленных: Одесса—Сочи — 0,94; Одесса—Поти — 0,93 (см. рис. 1.22 *б*). Столь высокая связанность говорит о том, что приливы охватывают всю акваторию Черного моря.

Энергия приливов распределена неравномерно: на Кавказском побережье и особенно в северо-западной части моря приливы имеют заметную величину, а в Крыму проявляются крайне слабо. Приливные максимумы в спектрах уровня (в первую очередь полусуточные) хорошо выражены для Кавказского и северо-западного побережья, для Севастополя они выражены слабо, а для Ялты — практически вообще отсутствуют (см. рис. 1.21).

Используя статическую теорию, Штернек [167] оценил суммарные колебания приливов. Согласно его модели они достигают 9 см. Последующие наблюдения в различных пунктах в целом подтвердили эту оценку и позволили ее конкретизировать [103, 108].

Рассчитанные А. Б. Рабиновичем методом наименьших квадратов на основе обработки наблюдений за 1979 г. постоянные четырех главных приливных гармоник для 11 станций Черноморского побережья (табл. 1.11) свидетельствуют о том, что на всей акватории Черного моря приливы носят полусуточный характер или неправильный полусуточный характер. Преимущественное возбуждение полусуточных гармоник, по-видимому, связано с близостью полусуточного периода к низшему периоду собственных колебаний бассейна Черного моря (одноузловой сейши). За исключением нескольких выпадающих значений фаз всех приливных гармоник для Севастополя и фазы гармоники K_1 для Феодосии, остальные меняются вполне закономерно и подтверждают сделанный И. В. Курчатовым вывод о сейшеобразном характере черноморских приливов.

В 10 пунктах Черного моря были выделены приливы. Материалы наблюдений за уровнем моря фильтровались с применением метода Ленкона для выявления случайных ошибок, затем с помощью фильтра Дудсона производилось выделение приливной составляющей. Из месячной серии по вышеперечисленным пунктам получены гармонические постоянные и другие характеристики приливов.

Анализ полученных характеристик показал, что наибольшие приливы (до 17 см), имеющие полусуточный мелководный характер, наблюдаются

Таблица 1.11

Гармонические постоянные приливов для Черноморского побережья

Станция	Приливная гармоника								$\frac{K_1+O_1}{M_2+S_2}$	$\frac{1}{2}\sum_i^4 \xi_i^2$ см²
	M_2		S_2		K_1		O_1			
	ξ см	G°	ξ см	G°	ξ см	G°	ξ см	G°		
Одесса	3,6 (3,5)	78 (80)	1,9	8,4	1,0	61	0,6	37	0,29	9,1
Ильичевск	3,3	80	1,7	89	0,8	60	0,3	65	0,23	7,2
Очаков	1,7	107	1,0	107	0,8	124	0,3	78	0,39	2,3
Севастополь	0,4 (0,4)	42 (43)	0,2	45	0,3	39	0,1	48	0,72	0,2
Ялта	0,1	142	0,04	—	0,1	—	0,04	—	0,67	0,01
Феодосия	0,6	185	0,2	198	0,3	320	0,1	196	0,44	0 2
Геленджик	1,1	202	0,5	215	0,5	237	0,3	224	0,51	1,0
Туапсе	1,6	211	0,8	209	0,8	253	0,6	238	0,54	2,1
Сочи	2,0	215	0,9	215	1,0	253	0,6	231	0,52	3,1
Поти	2,5 (2,9)	225 (208)	0,9	235	1,3	256	0,7	240	0,58	4,5
Батуми	2,8	215	1,3	222	1,3	244	0,8	237	0,51	5,8

Примечание. Для гармоник с амплитудой меньше 0,1 см значения фаз не определялись; в скобках приведены значения гармонических постоянных для волны M_2 по данным М. Энгеля.

в северо-западной части моря (в Одесском заливе).

В юго-восточной части в районах Поти, Батуми наблюдаются неправильные полусуточные приливы, имеющие несколько меньшие амплитуды, чем в Одесском заливе (до 14 см). Вдоль Кавказского побережья к западу приливы уменьшаются и в районе Туапсе и Новороссийска в максимуме достигают 5 см (табл. 1.12). Характер прилива здесь, как и для всех других районов, кроме вышеназванных, неправильный полусуточный мелководный.

Отмечена характерная для Черного моря особенность — приливы в западных и восточных частях моря происходят почти точно в противофазах, т. е. в момент наступления полной воды в Одессе в Поти наблюдается малая вода, такое же положение отмечено для Бургаса и Батуми.

М. Энгелем [163] с помощью численного гидродинамического метода Ганзена был проведен расчет приливных карт гармоники M_2 с учетом трения, вращения Земли, реальной батиметрии и формы Черного моря. Результаты М. Энгеля позволили уточнить гипотезу И. В. Курчатова [77]: приливы в Черном море представляют не стоячую, а бегущую волну, распространяющуюся вдоль берегов в направлении по часовой стрелке. Теоретические расчеты М. Энгеля достаточно хорошо согласуются с данными табл. 1.11. Максимальные отличия по амплитуде (0,8—1,0 см) наблюдаются у Кавказского побережья и в районе Очакова (около 2 см), по фазе (30—35 см) — в районе Одессы.

Таблица 1.12

Средние и максимальные величины приливов в Черном море, см

Станция	Средние величины		Максимальный прилив
	сизигия	квадратура	
Поти	9,6	2,4	12,1
Туапсе	3,5	0,2	4,7
Новороссийск	4,9	1,8	6,3
Ильичевск	11,6	4,6	14,5
Батуми	10,0	2,0	13,0
Одесса	14,0	2,8	17,0
Ялта	Прилив практически отсутствует		
Севастополь	Прилив практически отсутствует		
Варна	3,6	0,2	4,7
Бургас	8,2	3,0	11,2

Наряду с гравитационными в Черном море присутствуют и радиационные приливы [46], которые имеют те же периоды (суточный и полусуточный) и по своей интенсивности часто в несколько раз превосходят гравитационные. Радиационные приливы вызываются совокупностью факторов, связанных с суточной цикличностью в радиационном воздействии Солнца на атмосферу и поверхность моря: атмосферными термическими приливами, бризами, суточными колебаниями температуры воды и воздуха. Относительная роль этих факторов рассматривалась в работе Е. Крастевой [72]. Она показала, что колебания атмосферного давления вызывают у берегов Болгарии колебания уровня с амплитудой около 0,6 см (в предположении о статической реакции уровня моря на колебания атмосферного давления), а бризы — 3—4 см. Влияние изменений температуры воды с суточной периодичностью на уровне моря оказалось пренебрежимо мало. Атмосферные приливы имеют преимущественно полусуточную периодичность [46] и вызывают соответствующие колебания уровня моря.

Бризы обусловливают суточные колебания уровня: в утренние часы они отгоняют воду от берега, а в вечерние — нагоняют. Данные Е. Крастевой [72] и Г. Мынгова [101] показывают, что бризы приводят к значительному усилению суточных колебаний уровня Черного моря. Наиболее активно бризы проявляются летом, в результате, как показали исследования Г. Мынгова, спектр уровня на суточных частотах в летнее время в 3—4 раза больше, чем в зимнее.

1.7. ЦУНАМИ В ЧЕРНОМ МОРЕ

Цунами — катастрофические морские волны, которые возникают при сильных подводных землетрясениях, извержениях вулканов или гигантских

Таблица 1.13

Параметры волн цунами и цунамигенных землетрясений в Черном море [35—38]

Землетрясение	Характеристика землетрясений			Характеристика волн цунами		
	магнитуда, M	глубина очага, км	сила в эпицентре, балл	длина волны, км	период, мин	высота, см
Ялтинское 26 VI 1927	6	40—50	7—8	88 (3)	10 (3), 20 (4), 23 (5), 28 (6), 8—13 (8)	1 (3), 8 (4, 6, 8), 6 (5)
Ялтинское 11—12 IX 1927	6 1/2	40—50	8	100 (4)	28 (1), 50 (2), 25 (3), 20 (4), 55 (5), 50 (6), 8 (9, 8)	53 (1), 23 (2), 22 (3), 17 (4), 13 (5), 18 (6), 19 (8), 20 (9)
Турецкое 27 XII 1939	8	26	11—12	—	46 (2), 20 (3), 83 (4), 80 (5), 27 (6), 18 (8)	50 (2), 14 (3), 25 (4), 24 (4), 53 (6), 40 (8), 7 (9)
Анапское 12 VII 1966	5 1/4 5 1/2	36	6	86 (3, 4) 120 (7)	20 (3), 107 (4), 85 (5), 38 (7), 22 (8), 15 (9)	2 (3), 10 (4), 9 (5), 42 (7), 8 (8), 1 (9)

Примечание. В скобках приведены номера пунктов, в которых оценивались характеристики волн цунами: 1 — Евпатория; 2 — Севастополь; 3 — Ялта; 4 — Феодосия; 5 — Керчь; 6 — Новороссийск; 7 — Геленджик; 8 — Туапсе; 9 — Батуми.

оползнях. Типичные длины волн цунами — 10—1000 км, периоды — от нескольких минут до 2 ч. Волны цунами распространяются со скоростью длинных волн $c = \sqrt{gH}$, т. е. 100—225 км/ч для характерных глубин открытого океана 1—5 км.

Район Черного моря не отличается большой сейсмической активностью, но иногда здесь наблюдаются сильные землетрясения, которые могут сопровождаться волнами цунами. Так, например, катастрофическое по своим последствиям турецкое землетрясение 1939 г., унесшее свыше 23 000 человеческих жизней, сопровождалось волнами цунами, которые в отдельных пунктах достигали высоты 1 м.

В районе Крымского полуострова сильные землетрясения, которые, по-видимому, сопровождались волнами цунами, наблюдались 11 октября 1869 г., 25 июля 1875 г., 8 января 1902 г., 31 мая 1908 г. и 26 декабря 1919 г. Имеются сведения, что землетрясение 1941 г. сопровождалось затоплением части суши на южном побережье Крыма [37].

Систематические наблюдения за сейсмичностью Черного моря начались после ялтинских землетрясений 26 апреля и 12 сентября 1927 г., которые до настоящего времени остаются самыми сильными зарегистрированными крымскими землетрясениями. Оба эти землетрясения сопровождались волнами цунами (табл. 1.13).

Данные о цунами, вызванных землетрясениями у Кавказского и Турецкого побережья, еще более скудны, чем сведения о крымских цунами. Однако любопытные сведения о двух цунами, происшедших у кавказских берегов, приводятся в работе [37]. Первое цунами относится к 1 в. до н. э.: «Страшный удар потряс Землю. Берег раскололся и взбешенное море поглотило город...». Здесь речь идет о разрушении древнего города Диоскурии, находившегося на месте современного Сухуми. Второе цунами было вызвано анапским землетрясением 4 октября 1905 г. «Послышался сильный отдаленный гул, как бы от десятка пушечных выстрелов, за которым последовало волнообразное колебание почвы... На море образовались такие большие волны, что подбросили пароход...». Выделяются три землетрясения Кавказского побережья, которые вызвали волны цунами: анапское 4 октября 1905 г., землетрясение в восточной части Черного моря 21 октября 1905 г., анапское землетрясение 12 июля 1966 г. Данные самописцев уровня моря имеются только по последнему цунами (табл. 1.13). На карте (рис. 1.23) представлены результаты расчета распространения цунами от землетрясения 12 июля 1966 г. Сравнение показало, что рассчитанное время добегания волн цунами для всех станций, кроме Батуми, больше, чем наблюденное. Четвертое инструментальное зарегистрированное цунами было вызвано землетрясением 27 декабря 1939 г., эпицентр которого находился в северо-восточной части Турции. Площадь, на которой ощущалось землетрясение, имела почти эллиптическую форму с осями 1300 и 600 км. При землетрясении образовалось много новых сбросов, имели место подвижки. Серия сильных толчков продолжалась вплоть до 2 января 1940 г. Эта серия толчков вызвала сильные разрушения на побережье Черного моря. Вслед за землетрясением произошли сильные наводнения на западе Турции, на побережье Мраморного моря. Хотя основной очаг землетрясения находился на суше, по-видимому, эпицентральная область частично захватила и участок Черного моря. В результате возникли волны цунами. Так, в Фатсе (Турция) вода отошла от берега на 50 м, а затем море наступило на берег на 20 м против своей обычной отметки. Волны цунами от этого землетрясения наблюдались почти во всех пунктах Черноморского побережья Крыма и Кавказа, причем в Новороссийске и Севастополе наблюдались волны высотой около полуметра (см. табл. 1.13).

По-видимому, очаг этого цунами был линейным, параллельным береговой линии. Поэтому цунами носило ярко выраженный направленный характер и максимальные высоты наблюдались в Фатсе, Новороссийске, Туапсе и значительно меньше — в Поти и Батуми, хотя эти пункты и находились вблизи района землетрясения.

Интересно, что в отличие от тихоокеанских цунами, абсолютное большинство которых вызы-

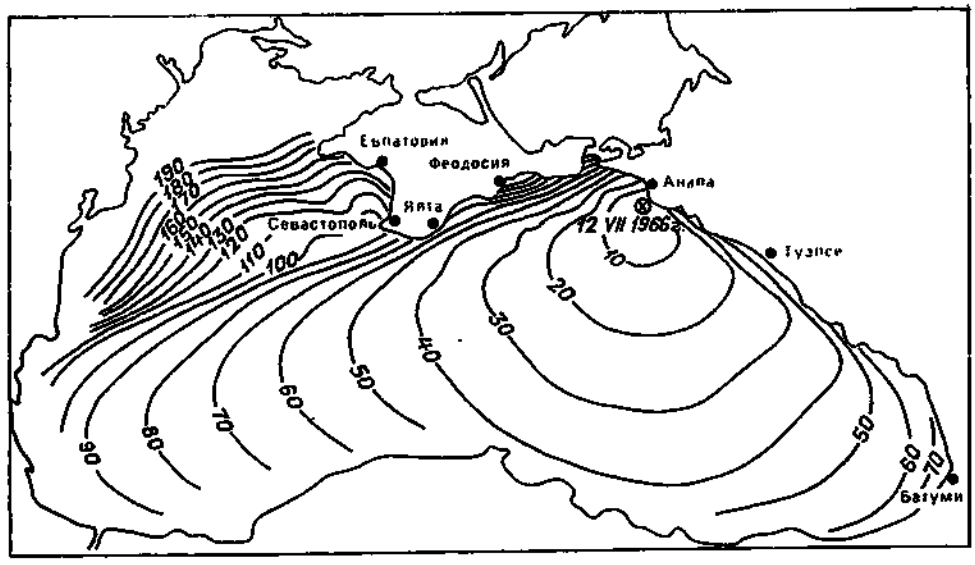


Рис. 1.23. Расчет времени распространения волны цунами от анапского землетрясения 12 июля 1966 г. до различных точек побережья Черного моря, мин. [37].

вается землетрясениями с магнитудой $M \geqslant 7$, три из четырех зарегистрированных цунами в Черном море (см. табл. 1.13) были вызваны землетрясениями с $M \sim 5{,}5 \ldots 6{,}5$. Ни одно из наблюденных цунами не представляло серьезной опасности для жизнедеятельности человека. В то же время можно предположить, что сильное землетрясение, подобное тому, что наблюдалось в 1939 г. в Турции, но с эпицентром в море, может вызвать волны цунами высотой несколько метров и привести к серьезным разрушениям. Об этом говорят и исторические данные о разрушении Диоскурии. Вблизи побережья Кавказа и Крыма такие землетрясения маловероятны, однако нельзя исключить возможность таких землетрясений у берегов Турции.

2. ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ

2.1. ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РЕЖИМА ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ. РАЙОНИРОВАНИЕ МОРЯ

Использование морских путей, судостроение, гидротехническое строительство, планирование и производство морских работ, изучение гидродинамических процессов и структуры вод моря требуют знания характеристик волн. Взволнованная поверхность характеризуется волнами, различными по высоте и направлению, периоду и длине, скорости распространения и т. д. Характерной чертой ветрового волнения является высокая степень его изменчивости во времени и пространстве, нерегулярность и разнородность размеров волн при фиксированной силе волнения.

Однако с практической точки зрения нет необходимости знать все параметры каждой отдельно взятой волны или волнового колебания. Вполне достаточно иметь статистические характеристики параметров волн, которые дают нам истинное представление о волновом процессе.

За последние 10-летия появилось много теоретических работ, посвященных исследованию ветрового волнения как вероятностного гидродинамического процесса [25, 30, 41, 73, 74, 92, 93]. Наиболее полный перечень литературы по этому вопросу приводится в работах [54, 55, 96].

Нерегулярность волнения позволяют учитывать функции распределения элементов волн. Они же представляют основу для получения сведений о режиме ветрового волнения на данной акватории. Под режимом волнения понимается совокупность волновых условий на море за ряд лет. Функции распределения $F(x)$ определяют вероятность того, что размеры волн превышают или равны заданной величине x. Исследования этих характеристик приведены в работах [30, 39, 40, 85]. При описании ветровых волн прежде всего определяется функция распределения, описывающая статистические свойства на участке квазистационарности (табл. 2.1). Распределение квантилей высот волн в многолетнем плане описывает режимная, или климатическая функция распределения. Большинство исследователей [39, 41, 74, 119] считают, что его можно аппроксимировать логнормальным или Вейбуловым распределением, либо их склейкой.

В работе [93] показано, как путем синтеза этих функций можно получить третью функцию распределения $\Phi(x)$, которая является более наглядной и описывает статистические свойства индивидуальных высот волн в многолетнем плане. Такая функция, построенная на примере Сочи, приведена в работе [120]. В работе [94] показано, как на основе функции распределения $\Phi(x)$ расчетным путем получить максимальное значение индивидуальных высот волн, возможных 1 раз в N лет.

Таблица 2.1

Значения коэффициентов функций распределения элементов волн для глубокой воды [117, 125]

Элемент	Обеспеченность, %									
	0,1	1	2	3	5	10	20	30	40	50
Высота, м	3,20	2,52	2,28	2,12	1,91	1,69	1,38	1,21	1,06	0,93
Период, с	2,62	2,19	2,04	1,95	1,82	1,62	1,39	1,22	1,09	0,96
Длина, м	2,13	1,86	1,76	1,70	1,61	1,48	1,31	1,19	1,09	0,99

Режим волнения можно было бы изучить путем статистической обработки многолетнего ряда инструментальных наблюдений за волнением. Но таких данных по открытой части Черного моря крайне мало, они непродолжительны по времени и носят эпизодический характер. Некоторые из них, помещенные в табл. 2.2, частично заимствованы из работы [92], остальные получены во время экспедиции ГОИНа и МГИ АН УССР в октябре 1981 г. на газодобывающей платформе в северо-западной части моря.

В связи с отсутствием достаточно длинных рядов инструментальных наблюдений за волнением возникает необходимость получать сведения о режиме волнения расчетным путем.

В настоящее время существует несколько различных способов оценки режимных характеристик волн, в частности:

— на основе анализа попутных и стационарных наблюдений за волнением;

— путем пересчета режимных характеристик ветра в режимные характеристики волн;

— по полям ветра за многолетний период.

Каждый из этих способов имеет свои достоинства и недостатки.

Преимущество первого способа — в большом количестве попутных судовых наблюдений, которыми охвачена большая часть Мирового океана. Вместе с тем необходимо учитывать, что эти наблюдения производятся нерегулярно и несинхронно во времени по пространству моря, как правило, не захватывают сильных штормов. Количество же стационарных наблюдений за волнением незначительно, они в большинстве своем непродолжительны и охватывают чаще всего лишь небольшую прибрежную часть моря.

Суть второго способа заключается в определении связи между экстремальным годовым распределением высоты волны и характеристикой ветрового режима — максимальной средней месячной скоростью ветра $V_{макс}$, определяемой как максимальная из 12 средних месячных скоростей ветра [168]. Главное достоинство этого метода в относительной простоте и экономичности. В то же время он имеет недостатки [161], так как не учитывает продолжительность действия ветра и длину разгона, временную и пространственную изменчивость волнового климата, ограниченность разгона около берега.

Третий способ определения режима ветрового волнения — по полям ветра за многолетний период. Известно несколько методик получения режима ветрового волнения этим способом.

1. Используя все последовательные синоптические карты за многолетний период, расчетным путем получают параметры волнения на данной акватории. По этим параметрам строятся режимные функции распределения волновых параметров [159].

Основным недостатком метода является его большая трудоемкость. Если использовать 10-летний период, то придется просчитывать около 30 000 карт, что потребует длительных расчетов с применением мощных ЭВМ.

Таблица 2.2

Наблюдения за волнением в условиях глубокой воды

Дата	Время наблюдений, ч мин	Координаты		Глубина, м	Ветер		Разгон, км	Число волн	Высота, м	Период, с
		с. ш.	в. д.		направление	скорость м/с				
20 I 1961	07 00	44°46′,9	32°43′,4	194	СВ	7,4	64	110	0,52	3,3
5 XI 1961	20 00	44 26	34 17′,9	515	СВ	10,2	57	120	0,77	3,8
8 III 1961	23 00	44 31	31 00	97	ССЗ	10,9	157	100	1,03	4,8
9 III 1961	01 00	44 31	31 00	97	ССЗ	9,5	157	100	0,96	4,6
9 III 1961	03 00	44 31	31 00	97	ССЗ	7,6	157	96	0,76	4,2
9 III 1961	19 20	44 31	31 00	97	ЗСЗ	7,1	116	90	0,60	3,8
10 III 1961	09 00	44 31	31 00	97	ССЗ	6,7	157	100	0,59	3,9
14 III 1961	09 00	44 31	31 00	97	СЗ	12,7	154	120	1,51	5,6
14 III 1961	01 00	44 33	31 00	97	СЗ	8,8	154	95	0,84	4,4
10 I 1965	23 30	44 40	33 16	96	СВ	9,8	41	145	0,64	3,9
11 I 1965	18 00	44 40	33 16	96	ССВ	15,0	49	115	1,17	5,0
12 X 1981	06 00	45 40	31 57	32	ЮЮЗ	10,0	350	110	0,70	3,7
13 X 1981	18 00	45 40	31 57	32	ЮВ	8,0	232	115	0,80	3,7
14 X 1981	06 00	45 40	31 57	32	СЗ	9,2	132	95	1,40	5,0
20 X 1981	12 00	45 40	31 57	32	ССВ	5,0	60	100	0,80	3,7
22 X 1981	18 00	45 40	31 57	32	ВСВ	6,0	72	110	0,60	3,3
23 X 1981	18 00	45 40	31 57	32	ВЮВ	6,0	60	110	0,60	2,8
27 X 1981	12 00	45 40	31 57	32	В	11	84	115	0,90	4,1
27 X 1981	15 00	45 40	31 56	32	В	10	84	100	0,90	4,0

2. Волновой режим рассчитывается только по экстремальным штормам, которые также выбираются из архива синоптических карт. Способ позволяет получить значения параметров волн, возможные 1 раз в N лет, но не дает общего представления о волновом режиме моря в целом.

3. По типизированным картам полей ветра рассчитывается режим ветрового волнения. Карты типизируются с целью выделения аналогичных (типовых) ситуаций и для каждой группы типовых карт определяется репрезентативная ситуация, по которой рассчитываются характеристики волнения.

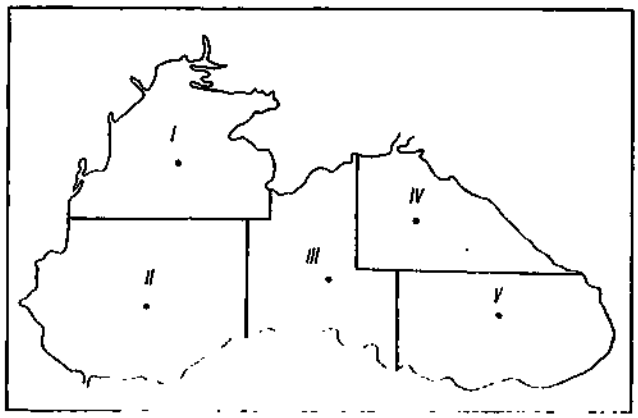


Рис. 2.1. Схема районов Черного моря.
I — северо-западный, II — юго-западный, III — центральный, IV — северо-восточный, V — юго-восточный.

При этом считается, что остальные карты группы характеризуются теми же параметрами волн [97]. Метод относительно прост, позволяет получить режим ветра и волнения для выделенных районов моря.

В настоящей работе для получения режимных характеристик волнения на Черном море использован этот метод.

Первым систематизированным пособием по режиму ветра и волнения Черного моря явился выпущенный в 1969 г. «Атлас волнения и ветра Черного моря» [9]. При типизации синоптических процессов использованы синоптические карты за период 1946—1955 гг. Атлас позволяет получить оценочные значения параметров волн по заранее спрогнозированному полю ветра. В Атласе отсутствуют сведения о повторяемости и обеспеченности волновых параметров по районам Черного моря.

В 1974 г. Регистром СССР выпущен справочник «Ветер и волны в океанах и морях» [117]. Расчеты в нем выполнены в основном по материалам судовых визуальных наблюдений за волнением. Из-за общих недостатков визуальных наблюдений за волнением, на которые указывалось выше, статистические характеристики высот волн для большинства районов Черного моря в [117] получились практически одинаковыми.

Существенно дополняют наши сведения о режиме ветрового волнения исследования, выполненные по заказу ВСЕГИНГЕО в ГОИНе и представленные в работе [120]. В этой работе характеристика режима волнения приведена для всей глубоководной прибрежной акватории моря от Батуми до Новороссийска. Выполнены расчеты максимальных значений волн, возможных 1 раз в 1, 5, 10, 20, 30, 50 лет. Приводятся сведения о распределении энергии волн по направлениям, что особенно важно для строительства гидротехнических сооружений. Согласно работе [120], максимальная средняя высота волны, возможная 1 раз в 50 лет, в прибрежной глубоководной части Кавказского побережья Черного моря составляет 4,9 м. По данным, помещенным в работе [117], высота ветровых волн 3 %-ной обеспеченности, возможная 1 раз в 50 лет, может превышать 12 м, период более 10 с. Наиболее спокойным является юго-восточный район Черного моря, наиболее штормовыми — северо-западный и юго-западный районы.

Использованная в настоящей работе методика расчета режима ветрового волнения по типизированным полям ветра [138] потребовала предварительного районирования моря, т. е. выделения таких районов, в пределах каждого из которых при разных синоптических ситуациях скорости и направления ветра были бы практически однаковыми.

Известно несколько схем районирования Черного моря, предложенных различными авторами [9, 117]. Обращает на себя внимание, что во всех схемах районирования, основанных на пространственной изменчивости ветрового и волнового режима над открытой частью моря, выделялось 5 районов. В разных схемах размеры и положения отдельных районов не всегда совпадали, но северо-западный и юго-восточный районы в общем оставались неизменными. Наличие этих районов определяется анемобарическими условиями над морем, которые для каждого из выделенных районов имеют свои характерные черты.

В данной работе пять районов: северо-западный, юго-западный, центральный, северо-восточный и юго-восточный (рис. 2.1), для каждого из которых проведены расчеты параметров ветра и волнения.

2.2. РЕЖИМНО-СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Расчет режимных характеристик ветровых волн производился в каждом районе (см. рис. 2.1) для глубоководной части моря с использованием Атласа типизированных полей ветра [138], составленных по синоптическому архиву карт за 10-летний период (1971—1980).

В каждом районе выбрана точка, наиболее репрезентативная по ветру для всей акватории района (табл. 2.3), для которой по каждому полю определялась скорость ветра ($V_т$ м/с) и рассчитывались средняя высота волны ($\bar{h}$ м), средний период ($\bar{\tau}$ с) и основное направление распространения энергии волн $\alpha°$.

Расчет элементов волн основывался на эмпирических зависимостях между волнообразующими факторами и параметрами волн [97, 125], с учетом сложных условий волнообразования (скорость и направление ветра над морем переменны, сложный контур берега).

Полученным в результате расчета параметрам (h, τ и α) приписывались повторяемость карт, входящих в данное типовое поле ветра. Затем, после подсчета повторяемости $V_т$, $\bar{h}$ и $\bar{\tau}$ на клетчатке вероятностей были построены интегральные кривые их многолетнего распределения, которые

Элементы ветровых волн

Элемент	Режимная обеспеченность, %				Значения, возможные 1 раз в N лет						Повторяемость скорости <5 м/с, %
	50	20	5	1	1	5	10	20	30	50	
Район I, 45°00′ с. ш.; 31°30′ в. д.											
I — III											
$\bar{h}$	0,4	1,2	1,7	2,8	3,6	4,4	4,9	5,3	5,5	5,8	
$\bar{\tau}$	3,1	4,8	6,5	8,0	9,2	10,5	11,0	11,4	11,6	11,9	
h	0,3	0,9	1,9	3,1	12,8	14,5	15,2	15,9	16,3	16,9	44,7
h_e					10,8	12,4	13,2	13,9	14,3	14,8	
h_μ					16,5	18,2	19,0	19,7	20,2	20,7	
V_τ	5,3	9,9	14,9	21,0	25,5	30,5	32,0	34,0	36,0	37,0	
IV — VI											
$\bar{h}$	0,4	0,8	1,3	1,7	2,1	2,5	2,7	2,9	3,0	3,1	
$\bar{\tau}$	3,0	4,1	5,2	6,1	6,7	7,4	7,6	8,0	8,1	8,2	
h	0,3	0,8	1,6	2,5	8,9	9,9	10,3	10,8	11,0	11,4	57,8
h_e					7,6	8,7	9,1	9,5	9,8	10,1	
h_μ					11,2	12,2	12,6	13,1	13,1	13,7	
V_τ	5,2	8,3	11,5	14,2	17,6	18,9	19,9	20,6	21,4	21,8	
VII — IX											
$\bar{h}$	0,4	0,7	1,2	1,6	2,0	2,4	2,5	2,7	2,8	2,9	
$\bar{\tau}$	2,8	3,8	5,0	5,9	6,4	7,0	7,2	7,4	7,6	7,8	
h	0,3	0,7	1,4	2,3	8,6	9,6	10,0	10,5	10,7	11,0	54,1
h_e					7,2	8,2	8,7	9,1	9,3	9,6	
h_μ					10,6	11,7	12,1	12,5	12,8	13,1	
V_τ	5,0	8,0	11,4	14,5	16,6	19,0	20,1	21,0	21,5	22,0	
X — XII											
$\bar{h}$	0,4	1,0	1,9	2,8	3,6	4,6	5,2	5,4	5,6	6,2	
$\bar{\tau}$	3,4	4,8	6,2	7,5	8,5	9,5	9,7	10,0	10,3	10,5	
h	0,3	0,9	2,0	3,5	15,3	17,4	18,3	19,2	19,8	20,5	37,1
h_e					12,9	14,9	15,8	16,7	17,2	17,9	
h_μ					20,0	22,2	23,2	24,1	24,7	25,4	
V_τ	5,8	10,0	15,0	20,0	23,3	27,6	29,4	31,0	32,0	34,5	
Год											
$\bar{h}$	0,4	0,9	1,7	2,6	4,4	5,2	5,6	6,2	6,4	6,8	
$\bar{\tau}$	2,9	4,5	6,0	7,6	9,6	10,8	11,0	11,5	11,7	12,0	
h	0,3	0,8	1,8	3,0	15,6	17,6	18,5	19,4	19,9	20,6	48,1
h_e					13,3	15,2	16,1	16,9	17,4	18,1	
h_μ					20,1	22,1	23,1	24,0	24,6	25,3	
V_τ	5,0	9,0	14,0	18,5	26,2	30,1	32,5	35,0	36,0	38,0	
Район II, 42°40′ с. ш.; 30°31′ в. д.											
I — III											
$\bar{h}$	0,4	0,9	1,7	2,6	3,3	4,2	4,6	4,9	5,1	5,4	
$\bar{\tau}$	3,2	4,5	6,0	7,2	8,1	9,0	9,3	9,7	9,8	10,0	
h	0,3	0,8	1,8	3,0	12,8	14,5	15,2	15,9	16,4	16,9	57,4
h_e					10,8	12,4	13,1	13,8	14,3	14,8	
h_μ					16,6	18,3	19,1	19,9	20,3	20,9	
V_τ	5,0	9,0	14,0	19,0	22,0	26,0	28,0	29,5	31,5	32,5	
IV — VI											
$\bar{h}$	0,2	0,6	1,1	1,7	2,2	2,8	3,0	3,3	3,4	3,6	
$\bar{\tau}$	2,8	3,9	5,0	6,0	6,7	7,3	7,6	7,8	8,0	8,1	
h	0,15	0,4	1,0	1,8	8,5	9,7	10,3	10,8	11,1	11,5	73,2
h_e					7,1	8,2	8,8	9,2	9,6	10,0	
h_μ					11,3	12,6	13,1	13,7	14,1	14,5	
V_τ	3,8	6,6	10,0	13,0	15,7	18,0	19,2	20,6	21,0	21,6	
VII — IX											
$\bar{h}$	0,3	0,6	1,1	1,7	2,2	2,8	3,0	3,2	3,4	3,5	
$\bar{\tau}$	2,8	3,9	5,1	6,0	6,0	7,6	7,8	8,0	8,2	8,4	
h	0,2	0,6	1,3	2,2	8,0	10,1	10,6	11,1	11,4	11,7	68,8
h_e					7,5	8,7	9,2	9,6	9,9	—	
h_μ					11,5	12,7	13,2	13,7	14,0	14,4	
V_τ	5,0	7,7	10,1	12,6	—	16,0	17,5	17,8	18,0	18,3	

Элемент	Режимная обеспеченность, %				Значения, возможные 1 раз в N лет						Повторяемость скорости <5 м/с, %
	50	20	5	1	1	5	10	20	30	50	
					X — XII						
k	0,4	0,9	1,6	2,3	2,8	3,5	3,8	4,0	4,2	4,5	
$\bar{\tau}$	3,3	4,5	5,8	6,8	7,5	8,3	8,5	8,8	9,0	9,2	
h	0,3	0,8	1,7	2,8	11,6	13,1	13,8	14,5	14,9	15,3	51,5
h_e					9,9	11,3	12,0	12,6	—	—	
h_μ					15,0	16,6	17,2	17,9	18,3	18,8	
V_τ	5,4	9,0	13,1	17,1	20,1	23,2	24,9	25,0	25,6	27,8	
					Год						
k	0,3	0,7	1,4	2,2	3,5	4,3	4,6	4,9	5,4	5,6	
$\bar{\tau}$	2,8	4,1	5,5	6,6	8,2	9,0	9,3	9,5	9,7	10,2	
h	0,2	0,7	1,5	2,6	13,2	14,8	15,6	16,3	16,8	17,3	62,7
h_e					11,2	12,8	13,5	14,3	14,7	15,2	
h_μ					16,9	18,7	19,5	20,3	20,7	21,3	
V_τ	4,0	7,5	12,0	16,3	23,6	27,5	28,8	30,2	31,5	33,0	
					Район III, 43°00′ с. ш.; 34°30′ в. д.						
					I — III						
k	0,4	0,9	1,6	2,4	3,0	3,8	4,2	4,4	4,5	4,8	
$\bar{\tau}$	3,1	4,7	6,2	7,7	8,8	9,7	10,1	10,4	10,9	11,0	
h	0,3	0,8	1,7	2,9	12,0	13,6	14,3	14,9	15,3	15,9	61,3
h_e					10,1	11,7	12,3	13,0	13,4	13,9	
h_μ					15,5	17,3	17,8	18,5	19,0	19,5	
V_τ	5,0	7,0	11,0	14,0	16,0	18,0	19,0	20,0	20,5	21,0	
					IV — VI						
k	0,2	0,5	1,0	1,6	2,1	2,7	2,9	3,2	3,3	3,4	
$\bar{\tau}$	2,1	3,3	4,8	6,0	7,0	8,1	8,6	9,0	9,1	9,3	
h	0,2	0,5	1,0	1,8	8,5	9,7	10,2	10,8	11,1	11,5	77,3
h_e					7,1	8,2	8,8	9,3	9,6	10,0	
h_μ					11,2	12,5	13,1	13,6	14,0	14,4	
V_τ	2,0	5,0	8,0	10,0	12,0	13,0	14,0	14,0	15,0	15,0	
					VII — IX						
k	0,3	0,6	1,2	1,9	2,5	3,2	3,6	3,8	4,0	4,2	
$\bar{\tau}$	2,4	3,9	5,4	6,8	7,8	9,0	9,6	10,1	10,4	10,1	
h	0,2	0,6	1,3	2,2	9,3	10,5	11,1	11,6	11,9	12,3	71,2
h_e					7,9	9,1	9,6	10,1	10,4	10,8	
h_μ					12,0	13,3	13,8	14,4	14,7	15,1	
V_τ	4,0	6,0	9,0	11,0	12,0	13,0	14,0	14,0	15,0	15,0	
					X — XII						
k	0,4	0,9	1,6	2,4	3,0	3,7	4,1	4,3	4,5	4,6	
$\bar{\tau}$	3,2	4,7	6,2	7,7	18,7	9,6	10,0	10,4	10,6	10,8	
h	0,3	0,8	1,7	2,9	12,0	13,6	14,2	14,9	15,3	15,8	59,0
h_e					10,1	11,7	12,3	13,0	13,4	13,9	
h_μ					15,5	17,1	17,8	18,5	18,9	19,5	
V_τ	5,0	8,0	10,0	13,0	14,0	16,0	17,0	17,0	18,0	18,0	
					Год						
k	0,4	0,9	1,6	2,3	3,4	4,0	4,3	4,7	4,8	4,9	
$\bar{\tau}$	2,9	4,4	5,8	7,3	9,2	10,0	10,3	10,7	10,9	11,0	
h	0,3	0,8	1,7	2,9	13,4	15,0	15,7	16,4	16,8	17,3	66,1
h_e					11,5	13,1	13,8	14,5	14,9	15,4	
h_μ					17,0	18,6	19,4	20,1	20,5	21,0	
V_τ	5,0	7,0	11,0	14,0	16,0	18,0	19,0	20,0	20,5	21,0	
					Район IV, 44°00′ с. ш.; 37°00′ в. д.						
					I — III						
k	0,5	0,9	1,4	2,0	2,4	2,8	3,1	3,3	3,3	3,4	
$\bar{\tau}$	3,3	4,5	5,5	6,4	6,8	7,5	7,8	8,0	8,1	8,3	
h	0,4	0,9	1,7	2,6	8,5	9,4	9,8	10,2	10,4	10,7	57,3
h_e					7,4	8,3	8,7	9,1	9,3	9,6	
h_μ					10,5	11,4	11,8	12,2	12,4	12,7	
V_τ	5,0	8,0	13,0	17,0	20,0	23,0	25,0	26,0	27,0	27,0	
					IV — VI						
k	0,4	0,7	1,0	1,4	1,7	2,0	2,1	2,2	2,2	2,3	
$\bar{\tau}$	2,8	3,8	4,8	5,7	6,2	6,7	6,9	7,2	7,3	7,4	
h	0,3	0,7	1,2	1,9	5,8	6,4	6,7	6,9	7,1	7,2	77,5
h_e					5,1	5,7	6,0	6,2	6,4	6,5	
h_μ					7,1	7,7	7,9	8,2	8,3	8,5	
V_τ	4,0	6,0	9,0	12,0	14,0	16,0	17,0	17,0	18,0	18,0	

Элемент	Режимная обеспеченность, %				Значения, возможные 1 раз в N лет						Повторяемость скорости <5 м/с, %
	50	20	5	1	1	5	10	20	30	50	
					VII — IX						
$\bar{h}$	0,4	0,7	1,0	1,4	1,6	1,9	2,0	2,1	2,1	2,2	
$\bar{\tau}$	2,8	3,8	4,7	5,4	5,9	6,4	6,6	6,7	6,8	6,9	
h	0,3	0,7	1,2	1,9	5,8	6,4	6,7	6,9	7,1	7,2	68,1
h_e					5,1	5,7	6,0	6,2	6,4	6,5	
h_u					7,1	7,7	7,9	8,2	8,3	8,5	
$V_т$	5,0	7,0	10,0	12,0	14,0	16,0	17,0	17,0	18,0	18,0	
					X — XII						
$\bar{h}$	0,6	0,9	1,4	1,8	2,2	2,5	2,7	2,8	2,8	2,9	
$\bar{\tau}$	3,3	4,7	5,6	6,3	6,9	7,4	7,7	7,9	8,0	8,1	
h	0,5	1,0	1,8	2,6	7,5	8,3	8,6	8,9	9,0	9,3	49,3
h_e					6,7	7,4	7,7	8,0	8,2	8,4	
h_u					9,1	9,8	10,1	10,4	10,6	10,8	
$V_т$	6,0	9,0	12,0	15,0	17,0	19,0	20,0	21,0	21,0	21,0	
					Год						
$\bar{h}$	0,5	0,9	1,3	1,8	2,4	2,8	2,9	3,2	3,3	3,9	
$\bar{\tau}$	3,1	4,2	5,2	6,1	7,3	8,0	8,2	8,5	8,6	9,4	
h	0,4	0,9	1,6	2,4	8,2	9,0	9,3	9,6	9,8	10,1	63,3
h_e					7,3	8,0	8,4	8,7	8,9	9,1	
h_u					9,9	10,6	11,0	11,3	11,5	11,7	
$V_т$	5	8	12	15	20	23	25	25	25	29	
					Район V, 42°20′ с. ш.; 39°00′ в. д.						
					Год						
$\bar{h}$	0,2	0,6	1,1	1,7	2,7	3,4	3,6	3,9	4,2	4,4	
$\bar{\tau}$	2,2	3,7	5,4	7,0	9,0	10,8	11,6	12,0	12,2	13,0	
h	0,2	0,5	1,2	2,0	10,5	11,8	12,4	13,0	13,4	13,7	80,4
h_e					8,9	10,2	10,8	11,3	11,7	12,1	
h_u					13,5	14,9	15,5	16,1	16,4	16,9	
$V_т$	2,4	4,5	7,0	10,0	13,5	16,4	17,2	18,0	18,7	19,6	

Примечание. h, $\bar{h}$, h_e, h_u — высота индивидуальных волн, средняя, м; $\bar{\tau}$ — средний период, с; $V_т$ — скорость ветра в точке, м/с.

аппроксимировались распределением Вейбулла. В качестве примера на рис. 2.2 показано многолетнее распределение $V_т$, $\bar{h}$ и $\bar{\tau}$ в северо-западном районе (период апрель—июнь).

Подробно методика расчетов режимных характеристик волнения с помощью типизированных карт полей ветра описана в работе [97].

С целью проверки репрезентативности полученных расчетных данных о волнении в центральной точке района для всего района в целом были построены функции распределения высот и периодов волн дополнительно для четырех, приблизительно равноудаленных от центра, точек в юго-западном районе. Нанесенные на один график функции распределения волновых параметров в этих точках практически сливаются с соответствующими функциями распределения в центральной точке района. Для примера на рис. 2.3 показаны функции распределения высот волн в двух различных точках юго-западного района, максимально отличающихся от соответствующей функции распределения для центральной точки этого же района. Аналогично, на рис. 2.4 изображены максимально отличающиеся функции распределения средних периодов.

Анализ полученных результатов показал, что в рамках одного и того же района характеристики волновых параметров, полученные для центральной точки района, достаточно точно характеризуют волновой режим всей глубоководной части района.

По рекомендациям, изложенным в работе [93], были найдены обобщенные функции распределения $\Phi(h)$ и на их основе получены значения высот волн различной режимной обеспеченности h, а также значения высот волн, возможные 1 раз в N лет [94].

Обобщенная функция распределения высот волн позволяет определить распределение индивидуальных высот волн в нестационарной выборке, независимо от их обеспеченности в квазистационарной выборке:

$$\Phi(h) = P(H \geqslant h), \qquad (2.1)$$

где P — символ вероятности.

Функцию $\Phi(h)$ находят аналитическим путем по обычной режимной функции распределения средних высот волн

$$F(\bar{h}) = P(H \geqslant \bar{h}). \qquad (2.2)$$

Годовые и сезонные распределения параметров $V_т$, $\bar{h}$ и $\bar{\tau}$ были рассчитаны для всех районов Черного моря, кроме юго-восточного района. Для этого района удалось получить лишь годовые функции распределения указанных параметров. Этот район является наименее штормовым. Число

случаев скорости ветра более 5 м/с колеблется здесь от 40 % в декабре до 7 % в мае, что не позволило построить достоверные кривые сезонных распределений параметров ветра и волнения. Для получения сведений о режиме волнения в этом районе по сезонам рекомендуем воспользоваться данными, приведенными в работах [117, 120]. Об-

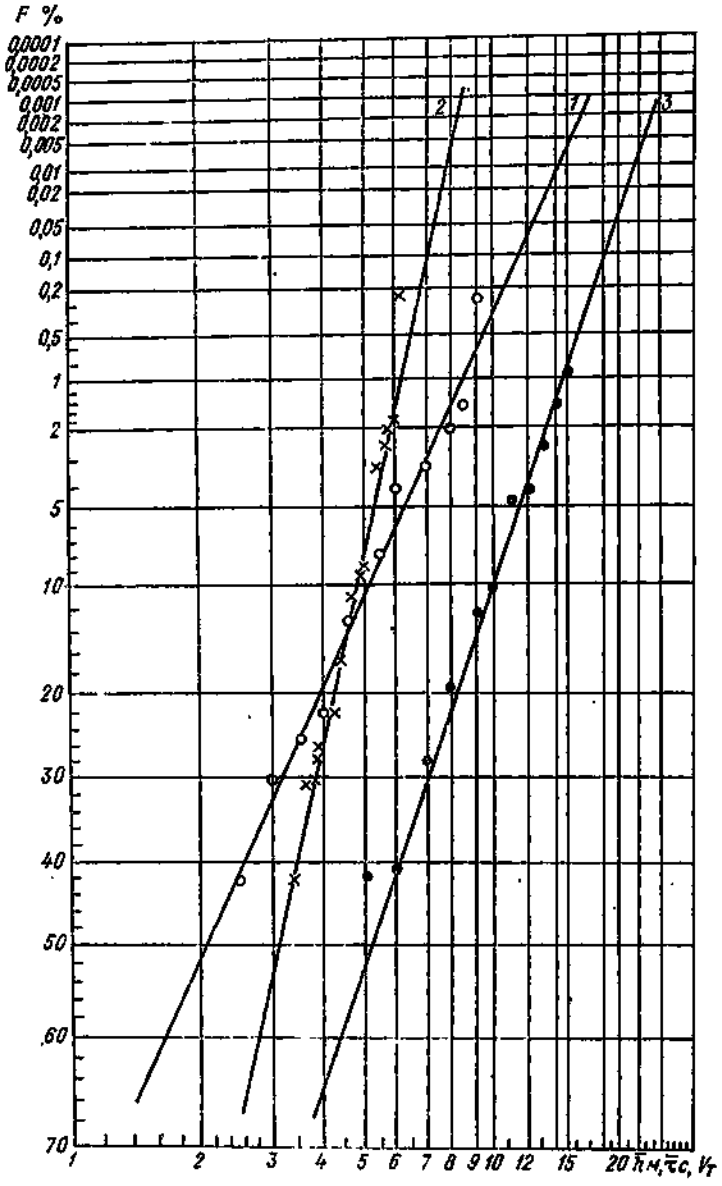


Рис. 2.2. Функции распределения параметров волн на глубокой воде (район I, сезон апрель — июнь).
1 — $F(\bar{h})$, аргумент (*h*·5), м; *2 — $F(\bar{\tau})$*; *3 — $F(V_т)$*.

ращают на себя внимание очень низкие значения скоростей ветра, возможные 1 раз в N лет, полученные расчетным путем для этого района. Так, максимальная скорость ветра, возможная 1 раз в 50 лет, по расчетам составляет всего 19,6 м/с. В то же время гидрометеорологической станцией в Батуми практически ежегодно отмечаются ветры со скоростью более 20 м/с. Наиболее вероятной причиной столь значительных расхождений скоростей ветра является влияние орографических условий Кавказского побережья в районе Батуми. В местах, где значительные горные массивы подходят достаточно близко к морю, естественно ожидать сгущение изобар, увеличение градиента давления и, как следствие, увеличение скоростей ветра вблизи побережья.

Для Черного моря характерна высокая повторяемость слабых ветров со скоростями менее 5 м/с. В зимние месяцы она составляет от 37 % в районе I до 68 % в районе V. В летние месяцы повторяемость слабых скоростей ветра еще выше, соответственно 58—90 %.

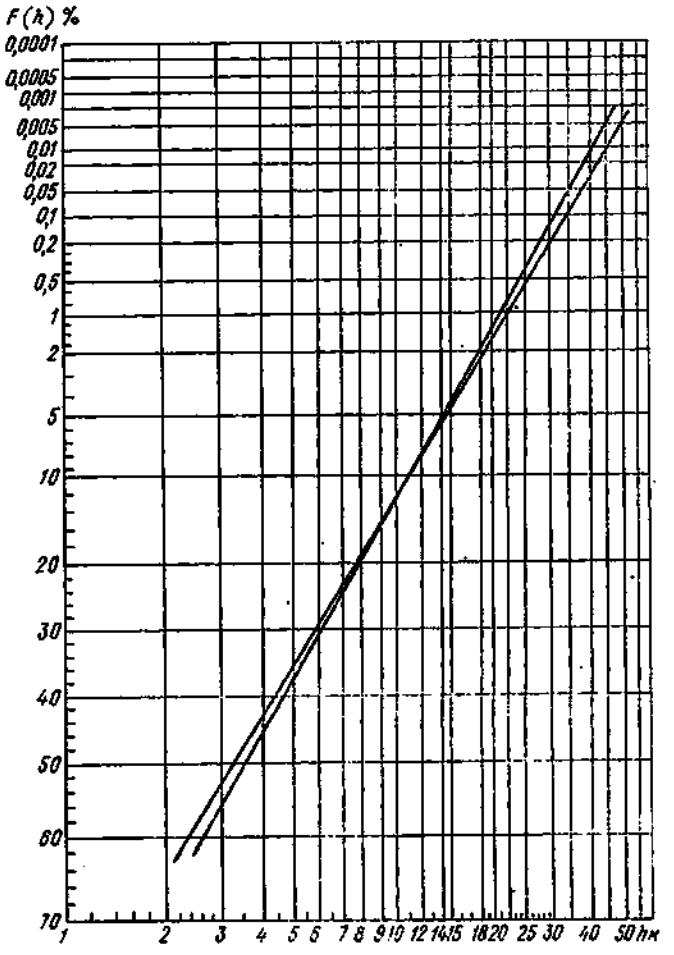


Рис. 2.3. Годовые функции распределения средних высот волн в различных точках юго-западного района.
Аргумент (*h*·10), м

Наиболее штормовыми являются районы I и II. Максимальная рассчитанная средняя высота волны, возможная 1 раз в 50 лет, составляет для них соответственно 6,8 и 5,4 м, а средний период 12 и 10 с. Эти значения получены путем экстраполяции кривых распределения в область малых вероятностей превышения.

Наиболее спокойным временем года для всех районов является весенне-летний период, наиболее штормовым — осенний (октябрь—декабрь) для первого района и зимний (январь—март) для остальных районов моря.

Параметры волнового режима Черного моря приведены в табл. 2.3. Значения $h_в$ и $h_н$ представляют собой вероятностный интервал, в пределах которого с вероятностью $P=95$ % заключены значения максимальных высот волн $h_{макс}$, возможные 1 раз в N лет.

Значения длин волн при необходимости могут быть вычислены по известной формуле

$$\bar{\lambda} = 1{,}56\,(\bar{\tau})^2, \qquad (2.3)$$

где $\bar{\lambda}$ — средняя длина волны, м; $\bar{\tau}$ — средний период волны, с. Вероятностные характеристики длин волн те же, что и у соответствующих периодов. В таблицах приведены средние значения высот и периодов. Для получения заданной обеспеченности (i %) в квазистационарном ряду необходимо среднее значение параметра умножить на соответствующий коэффициент из табл. 2.1.

Значения условной энергии волн e по направлениям α вычислялись согласно методическим указаниям [97]. Они (табл. 2.4) позволяют определять наиболее и наименее опасные направления распространения волн, которые характеризуются соответствующими значениями e; определять направления распространения волнения, отвечающие наибольшей и наименьшей работе волн, которые характеризуются соответствующими значениями произведений eP; судить о наиболее и наименее штормовом месяце или сезоне года по значению $\sum e$, полученному по формуле

$$\sum e = (e_1P_1 + e_2P_2 + \ldots + e_nP_n)/(P_1 + P_2 + \ldots + P_n), \qquad (2.4)$$

где e_1, e_2, e_3, ..., e_n — энергия волн (из табл. 2.4) для разных α; P_1, P_2, ..., P_n — повторяемости волнения, отвечающие этим энергиям.

Возможно также определение средней высоты «эквивалентного» волнения, которое как бы непрерывно работает в течение P (%) времени от продолжительности месяца, сезона и года. Эта высота $\bar{h}_э = \sqrt{\bar{e}}$. Например, согласно табл. 2.4 (I район) для $\alpha = 120°$, $\bar{h}_э = \sqrt{0{,}89} = 0{,}94$ м. Волнение с такой средней высотой как бы непрерывно работает в течение 5,75 % продолжительности зимнего сезона, что составляет примерно 5,3 сут.

Для учета реальной энергии ветрового волнения по методике, предложенной в работе [95], произведен расчет средней многолетней суммарной мощности P_i ветрового волнения по всем выделенным районам Черного моря. Результаты расчета приведены в табл. 2.5, анализ данных которой показывает, что суммарная аккумулированная мощность ветрового волнения в Черном море составляет $8 \cdot 10^{10}$ кВт. Это более чем в 300 раз превышает суммарную мощность всех электростанций Советского Союза.

Для проверки результатов вычислений экстремальных высот волн была сделана попытка смоделировать сильный шторм очень редкой повторяемости и затем рассчитать, какие высоты волн могли бы быть при таком шторме. С этой целью сотрудником СО ГОИНа А. В. Алексеевым были построены два близких к реальности гипотетических шторма при северо-восточном и северо-западном ветрах. По этим картам были рассчитаны поля волнения (рис. 2.5—2.8). Результаты расчетов оказались близкими к полученным ранее высотам волн, возможным 1 раз в 50 лет.

В табл. 2.3, а также в тексте, указывается анемометрическая скорость ветра, осредненная не менее чем за 2—10 мин, которую используют в расчетах волнения. При скорости ветра $V \geqslant 10$ м/с она меньше измеренной по флюгеру. Например, по флюгеру — 20, 30, 40 м/с, а по анемометру — 17, 24, 28 м/с соответственно.

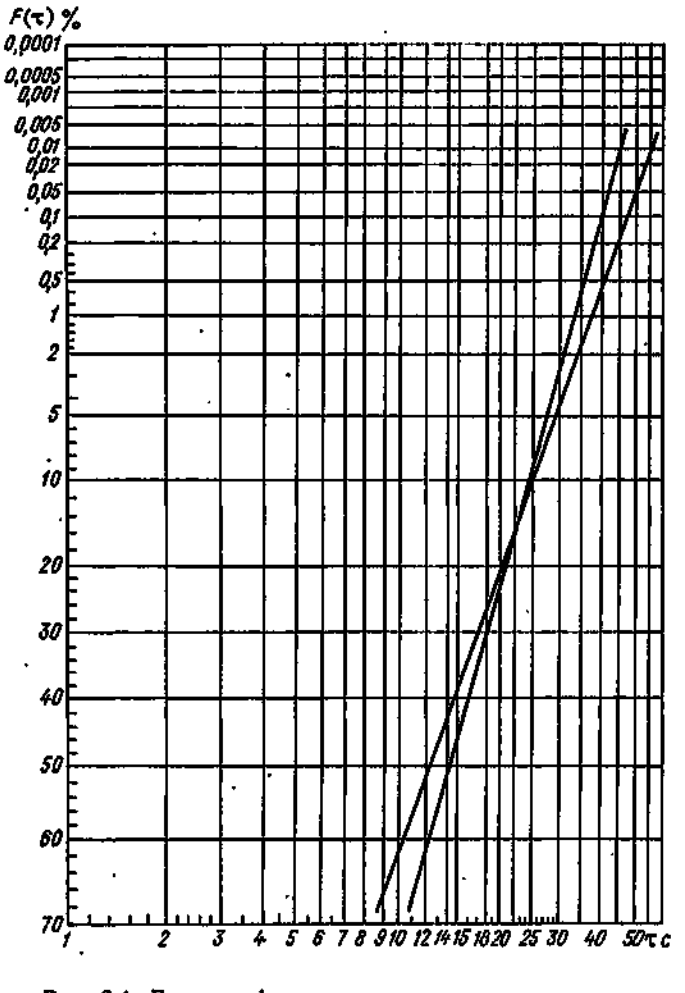


Рис. 2.4. Годовые функции распределения средних периодов волн в различных точках юго-западного района. Аргумент (τ·5), с.

2.3. МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ШТОРМОВОГО ВОЛНЕНИЯ И ХАРАКТЕРНЫЕ ШТОРМОВЫЕ СИТУАЦИИ

Для анализа межгодовой изменчивости штормового волнения использовался архив синоптических карт за 30 лет (1949—1978). Для выбранных пяти районов Черного моря за каждый год рассчитывались суммарные продолжительности барических ситуаций со скоростями ветра выше 10, 15, 20 и 25 м/с. Вычислялись коэффициенты вариации по выражению $\sigma_i/\bar{t}$, где σ_i — среднее квадратическое отклонение; $\bar{t}$ — средняя многолетняя продолжительность данной ситуации. В рассматриваемом диапазоне скоростей ветра для всех районов с ростом скорости ветра коэффициенты вариации увеличиваются (рис. 2.9). Из этого можно сделать вывод, что для больших скоростей ветра межгодовая изменчивость более существенна, чем для меньших. Очевидно и для бо́льших высот волн, которые вызываются сильными ветрами, межгодовая изменчивость также более

Таблица 2.4

Распределение по направлениям α энергии волн e, повторяемости волн $P(\%)$ и суммарной работы волн eP

$\alpha°$	I—III			IV—VI			VII—IX			X—XII			Год		
	e	P	eP	e	P	eP	e	P	eP	e	P	eP	e	P	eP
Район I															
0	0,39	2,88	1,12	0,34	3,48	1,18	0,36	4,69	1,69	0,39	4,17	1,63	0,37	3,81	1,41
30	1,07	13,87	14,84	0,73	7,69	5,61	0,70	11,01	7,71	1,03	12,41	12,78	0,93	11,25	10,46
60	0,68	10,98	7,47	0,39	4,21	1,64	0,33	6,32	2,09	0,64	8,25	5,28	0,56	7,44	4,17
90	0,31	2,1	0,65	0,18	0,74	0,13	0,18	0,64	0,12	0,19	1,53	0,29	0,24	1,24	0,30
120	0,89	5,75	5,12	0,69	4,12	2,84	0,68	2,08	1,41	0,78	5,72	4,46	0,79	4,43	3,50
150	0,58	3,71	2,15	0,51	3,39	1,73	0,5	1,45	0,72	0,59	4,19	2,47	0,56	3,19	1,79
180	2,56	1,01	2,59	2,56	0,41	1,05	2,56	0,18	0,46	2,56	0,83	2,12	2,56	0,61	1,56
210	0,49	1,9	0,93	0,49	2,93	1,44	0,49	1,06	0,52	0,49	2,23	1,09	0,49	2,03	0,99
240	1	5,77	5,77	0,89	5,75	5,12	0,9	4,46	4,01	1,01	8,93	9,02	0,97	6,23	6,04
270	0,68	2,33	1,58	0,62	3,29	2,04	0,43	2,78	1,20	0,67	3,51	2,35	0,6	2,98	1,79
300	2,17	1,30	2,82	1,44	0,64	0,92	1,54	1,28	1,97	1,62	2,58	4,18	1,7	1,45	2,47
330	0,25	3,66	0,92	0,25	5,59	1,40	0,25	9,93	2,48	0,25	8,37	2,09	0,25	6,87	1,72
Район II															
0	0,50	1,86	0,93	0,50	1,25	0,63	0,51	2,15	1,1	0,52	2,01	1,05	0,51	1,85	0,94
30	1,67	8,83	14,75	1,07	4,20	4,49	1,03	7,59	15,90	1,44	9,22	13,28	1,36	7,48	10,17
60	1,17	6,96	8,14	0,56	2,95	1,65	0,52	5,44	2,83	0,92	7,20	6,62	0,85	5,63	4,78
90	0,89	4,54	4,04	0,64	4,06	2,60	0,40	1,07	0,43	0,88	4,20	3,75	0,84	3,72	3,12
120	0,48	0,12	0,06	0,48	0,03	0,01	0,42	1,36	0,57	0,48	0,05	0,02	0,48	0,05	0,02
150	0,04	1,8	0,07	0,04	0,67	0,03	0,02	0,26	0,005	0,04	1,39	0,06	0,04	1,1	0,04
180	0,81	1,4	1,13	0,81	1,8	1,46	0,81	0,33	0,27	0,81	2,13	1,72	0,81	1,4	1,13
210	0,25	5,26	1,31	0,25	2,54	0,64	0,25	1,0	0,25	0,25	6,46	1,61	0,25	3,8	0,95
240	1,46	0,73	1,07	1,21	0,25	0,3	1,21	0,16	0,19	1,21	1,19	1,44	1,29	0,58	0,75
270	2,56	0,34	0,87	2,56	0,13	0,33	2,56	0,10	0,26	2,56	0,2	0,51	2,56	0,2	0,51
300	0,25	2,46	0,62	0,25	3,5	0,88	0,25	4,7	1,18	0,25	5,6	1,4	0,25	4,1	1,03
330	1,69	8,13	13,74	1,07	5,19	5,55	1,01	6,98	7,05	1,43	8,93	12,77	1,32	7,36	9,72
Район III															
0	1,96	0,93	1,82	0,98	0,08	0,08	0,98	0,11	0,11	1,96	0,39	0,76	1,96	0,42	0,82
30	10,89	0,41	4,46	2,01	1,10	2,21	2,03	2,84	5,76	10,89	0,16	1,74	10,89	0,14	1,52
60	2,18	9,52	20,75	1,03	1,02	1,05	1,05	2,73	2,87	2,23	10,92	24,35	2,17	6,98	15,15
90	0,58	4,64	2,69	0,63	1,59	1,00	0,53	1,86	0,99	0,53	2,82	1,49	0,56	2,66	1,49
120	0,36	3,0	1,08	0,36	2,96	1,07	0,18	0,50	0,09	0,36	3,1	1,12	0,36	2,5	0,9
150	1,96	0,35	0,69	1,96	1,01	0,02	0,50	0,83	0,41	1,96	0,11	0,22	1,96	0,12	0,23
180	0,54	1,7	0,92	0,51	0,9	0,46	0,16	0,16	0,03	0,54	1,85	1,00	0,54	1,19	0,64
210	0,79	4,21	3,32	0,72	2,29	1,65	0,51	0,73	0,37	0,8	5,72	4,58	0,78	3,28	2,56
240	0,24	2,51	0,60	0,21	1,39	0,29	0,19	0,57	0,11	0,26	3,87	1,01	0,21	2,09	0,50
270	1,09	2,51	2,74	0,93	3,62	3,37	0,81	2,72	2,20	1,39	3,78	5,25	1,08	2,17	3,42
300	0,49	2,4	1,18	0,49	3,47	1,70	0,49	7,37	3,61	0,49	7,0	3,43	0,49	5,1	2,50
330	0,61	6,34	3,87	0,42	4,26	1,79	0,47	8,21	3,87	0,63	6,91	4,37	0,51	6,47	3,49
Район IV															
0	0,26	0,63	0,16	0,2	0,54	0,11	0,28	0,38	0,26	0,71	0,94	0,67	0,4	0,77	0,31
30	1,01	17,96	18,14	0,6	5,47	3,28	0,63	14,83	9,34	0,84	16,11	13,53	0,81	13,53	10,96
60	2,25	1,37	3,08	2,25	0,12	0,27	2,25	0,08	0,18	0,25	0,26	0,58	2,25	0,46	1,04
90	0,76	3,34	2,54	0,36	1,2	0,43	0,35	0,9	0,32	0,54	2,28	1,23	0,58	1,89	1,10
120	0,64	3,6	2,30	0,64	1,06	0,68	0,64	0,76	0,49	0,61	4,73	3,03	0,64	2,5	1,6
150	1,61	0,24	0,39	1,44	0,22	0,32	—	—	—	1,48	0,7	1,01	1,50	0,29	0,44
180	0,81	4,17	3,38	0,81	2,7	2,19	0,81	0,66	0,53	0,81	3,87	3,13	0,81	2,8	2,27
210	4,00	0,08	0,32	4,0	0,11	0,44	—	—	—	4,0	0,25	1,00	4,0	0,11	0,44
240	0,83	6,52	5,41	0,75	7,47	5,60	0,64	5,64	3,61	0,95	12,23	11,65	0,82	7,87	6,45
270	0,41	1,46	0,60	0,29	0,84	0,24	0,39	2,56	1,00	0,42	2,91	1,23	0,1	1,99	0,80
300	0,59	2,29	1,35	0,47	1,72	0,81	0,57	4,01	2,28	0,60	4,63	2,78	0,57	3,18	1,81
330	0,18	0,83	0,15	0,18	0,88	0,16	0,18	1,45	0,23	0,18	1,69	0,30	0,18	1,2	0,22
Район V															
0	0,56	0,61	0,33	0,52	0,23	0,12	0,36	0,28	0,1	0,57	1,07	0,61	0,54	0,56	0,30
30	0,41	4,19	1,71	0,31	0,88	0,27	0,23	2,38	0,54	0,34	3,77	1,29	0,35	2,82	0,98
60	0,26	3,56	0,92	0,09	1,65	0,15	0,09	2,1	0,19	0,12	2,7	0,32	0,16	2,26	0,36
90	0,16	0,19	0,03	0,16	0,11	0,02	0,16	0,08	0,01	0,16	0,46	0,07	0,16	0,21	0,03
120	0,34	1,25	0,42	0,23	1,93	0,25	0,26	0,31	0,08	0,26	1,85	0,48	0,28	1,13	0,32
150	0,52	1,03	0,55	0,36	0,85	0,30	0,36	0,23	0,08	0,36	1,39	0,5	0,40	0,92	0,37
180	0,64	2,6	1,66	0,61	0,6	0,38	0,61	0,09	0,06	0,61	3,13	2,00	0,61	1,6	1,02
210	1,96	0,15	0,29	1,96	0,01	0,03	1,17	0,07	0,09	1,93	0,14	0,27	1,96	0,07	0,13
240	2,23	1,45	3,24	2,12	0,27	0,58	1,17	0,07	0,09	2,23	2,69	6,00	2,22	1,14	2,52
270	2,49	1,38	3,44	2,27	0,24	0,53	1,71	0,06	0,1	2,50	2,55	6,37	2,48	1,07	2,65
300	1,0	1,15	1,15	1,0	1,16	1,16	1,0	1,38	1,38	1,0	1,28	1,28	1,0	1,2	1,2
330	0,98	4,43	4,33	1,08	3,68	3,97	1,07	9,31	9,93	0,99	10,87	10,82	1,02	7,0	7,15

Примечание. При составлении табл. 2.4 не учтена повторяемость волнения, возможного при скорости ветра менее 5 м/с.

Таблица 2.5

Средняя суммарная аккумулированная мощность ветрового волнения P_t по районам Черного моря

Район моря . . .	Северо-западный	Юго-западный	Центральный	Северо-восточный	Юго-восточный	Море в целом
P_t кВт	$16{,}5 \cdot 10^9$	$20{,}8 \cdot 10^9$	$16{,}6 \cdot 10^9$	$15{,}4 \cdot 10^9$	$15{,}4 \cdot 10^9$	$8 \cdot 10^{10}$

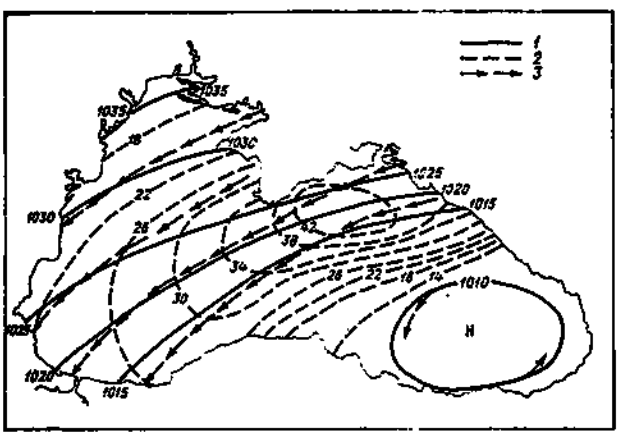


Рис. 2.5. Гипотетическое поле ветра северо-восточного направления и давления, вызывающее максимальное волнение.

1 — изобары, гПа; *2* — скорость ветра, м/с; *3* — направление ветра.

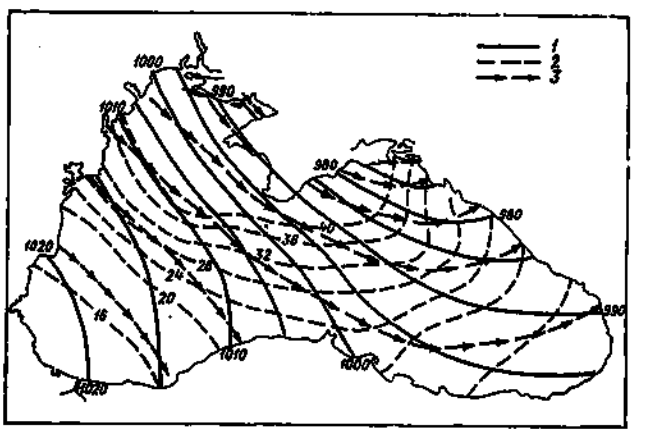


Рис. 2.7. Гипотетическое поле ветра северо-западного направления и давления, вызывающее максимальное волнение.

1 — изобары, гПа; *2* — скорость ветра, м/с; *3* — направление ветра.

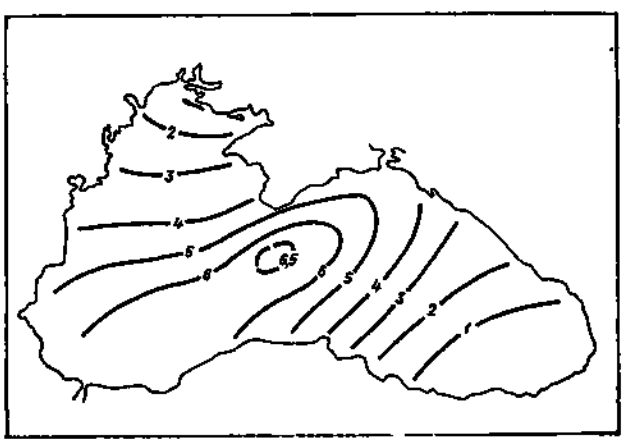


Рис. 2.6. Гипотетический шторм редкой повторяемости от северо-восточного направления.

Высота волн, м.

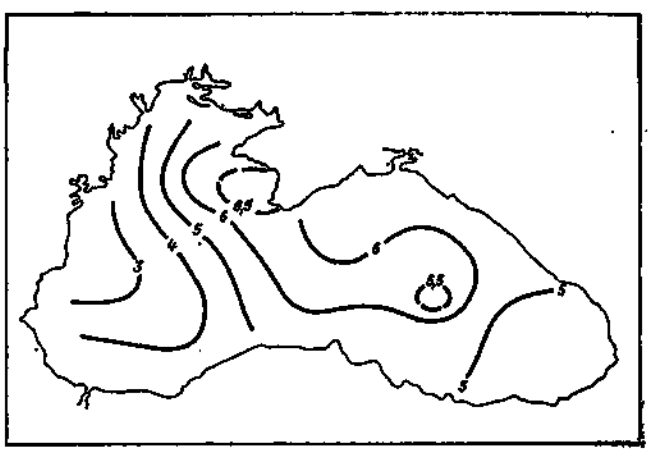


Рис. 2.8. Гипотетический шторм редкой повторяемости от северо-западного направления.

Высота волн, м.

существенна, чем для меньших, вызываемых ветром меньшей силы.

На рис. 2.10 изображен ход суммарной продолжительности барических ситуаций со скоростями ветра более 15 м/с [56]. Эта характеристика имеет отрицательный тренд. С 1949 по 1978 г. продолжительность штормовых ситуаций на Черном море падала в среднем на 10 ч каждый год. Из анализа периодограммы этого процесса (рис. 2.11) следует, что он имеет максимум на периодах 6—7 лет. Большие скорости ветра и волны большой высоты чаще, чем в другие годы, наблюдались в 1950, 1956, 1963, 1969 и 1976 г. Максимальные высоты волн, возможные 1 раз в один из этих годов, для северных и западных районов моря оказывались на 20—30 % выше, чем максимальные высоты волн, возможные 1 раз в год с волновыми условиями, близкими к средним.

Черное море не относится к самым бурным морям Советского Союза [95]. В теплый период года (с апреля по октябрь) на море распространяется отрог азорского антициклона, который определяет устойчивую ясную теплую погоду. Повторяемость штормовых ситуаций в этот период года очень небольшая. Зимой повторяемость штормовых ситуаций значительно бóльшая и они представляют бóльшую опасность, так как порой достигают исключительной силы. Преобладает континентальный полярный воздух. Его вторжение сопровождается сильными северо-восточными ветрами, понижением температуры и частыми осадками. При вторжении морского полярного воздуха с Атлантического океана развивается активная циклоническая деятельность, сопровождаемая шквалистыми ветрами и осадками. Морской тропический воздух приносится юго-западными ветрами

из бассейна Средиземного моря, он всегда теплый, с повышенным содержанием влаги. В течение года штормовые ситуации могут возникать, когда море находится под воздействием континенталь-

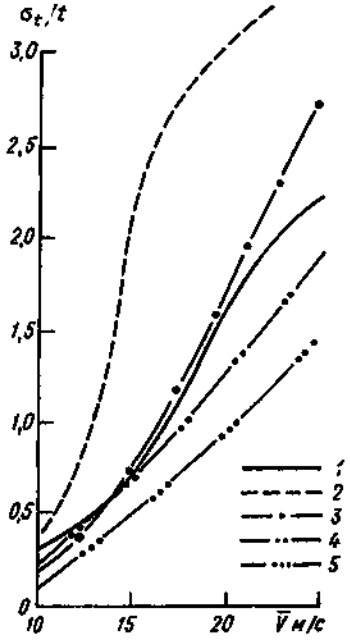


Рис. 2.9. Коэффициенты вариации продолжительности за отдельные годы барических ситуаций с сильным ветром для районов Черного моря.

1 — северо-восточный; *2* — юго-восточный; *3* — центральный; *4* — юго-западный; *5* — северо-западный районы.

ных полярных, морских полярных и тропических воздушных масс.

Ряд особенностей моря способствует развитию сильного волнения на нем. К ним относятся: зна-

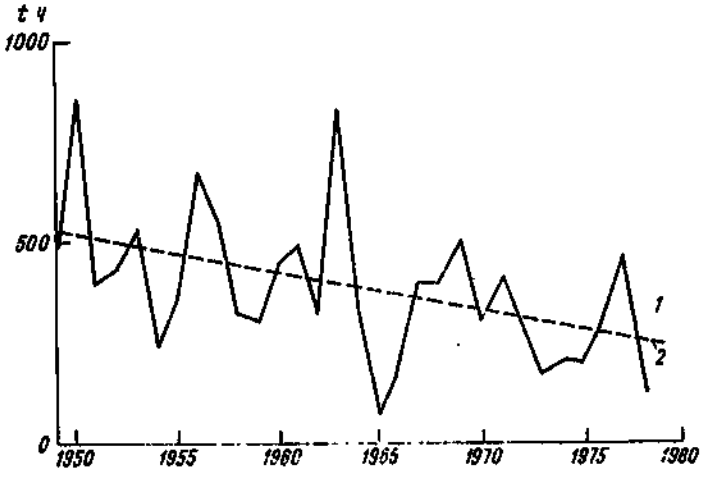


Рис. 2.10. Ход суммарной продолжительности за отдельные годы барических ситуаций с ветром силой более 15 м/с над Черным морем (*1*) и тренд данной характеристики (*2*).

чительные размеры моря, его глубоководность, неизрезанность берегов, вытянутость вдоль наиболее повторяющихся над морем сильных ветров северо-восточного направления. Нередки случаи повреждения и даже гибели кораблей в море во время штормов. Ежегодно приходят вести о разрушенных волноотбойных стенках и постройках на побережье, размытых пляжах. В последнее время к этим известиям прибавились сведения об ущербе, нанесенном газодобывающим платформам.

Вред, приносимый штормами Черного моря, вызван также и тем, что они часто сопровождаются такими неблагоприятными явлениями, как нагон и тягун. Так, к примеру, шторм 25—28 ноября 1964 г., приведший к небывалым разрушениям в Батуми и Поти, сопровождался подъемом уровня соответственно на 47 и 40 см. К исключи-

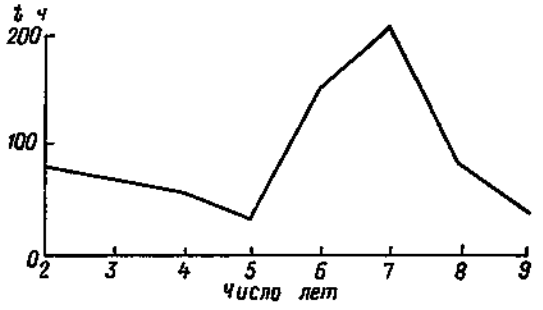


Рис. 2.11. Периодограмма хода суммарного числа случаев с сильным ветром над Черным морем.

тельно большим разрушениям на Кавказском побережье Черного моря привел шторм, случившийся 28—29 января 1968 г. На сутки была прервана связь по проходившей вдоль моря железной дороге из-за того, что было размыто до 1 км железнодорожного полотна. Столь большие разрушения произошли из-за того, что шторм сопровождался небывалым подъемом уровня (до 1,5 м), также одной из причин, вызвавшей такие разрушения, было и то, что волнение представляло из себя зыбь с исключительно большими для данного района периодами (10—12 с). Значительный ущерб судам был нанесен в порту Туапсе во время уже описанного шторма 25—28 ноября 1964 г. Шторм сопровождался исключительно сильным тягуном в порту Туапсе с вертикальной амплитудой 40 см.

Как правило, в районах моря, непосредственно прилегающих к берегу, скорости ветра ниже, чем в открытом море. Но в некоторых районах штормы у побережья могут быть значительно усилены такими явлениями, как орографическая конвергенция, фен, бора. Наиболее известна новороссийская бора, скорость ветра в которой может достигать 80 м/с. Данное усиление ветра охватывает ограниченный участок моря и редко наблюдается далее, чем в 40 км от берега.

Штормы Черного моря возникают при прохождении через море, а также прилегающие к нему районы циклонов, траектории которых пересекают Европу, а также средиземноморских циклонов. Согласно данным [135] над морем наблюдается два основных типа штормовых полей атмосферного давления. При первом типе над морем преобладают северо-восточные, восточные и юго-восточные штормовые ветры. Этот тип возникает, когда траектории средиземноморских циклонов проходят через Малую Азию и юг Черного моря, а над европейской частью СССР формируются области высокого давления — антициклоны. При другом типе полей атмосферного давления над морем

преимущественно наблюдаются южные, юго-западные, западные и северо-западные штормовые ветры, которые связаны с выходом средиземноморских циклонов на запад и север Черного моря, а также при смещении областей низкого атмосферного давления с Балтийского моря и южной Скандинавии на Балканы и европейскую часть СССР. При выходе отрогов антициклонов с Западной Европы на Балканы и запад Черного моря над морем могут формироваться штормовые северные ветры.

Рассмотрим более подробно сильные штормы, образующиеся при первом типе барических обстановок. При расположении средиземноморских циклонов над Эгейским морем и западом Малой Азии ложбины от этих циклонов выходят на юго-запад Черного моря. В случае блокирования их отрогами антициклонов, расположенных над европейской частью СССР и Западной Европой, над западной частью моря может образовываться зона сильных восточных и северо-восточных ветров. Скорость ветра в них может превышать 25 м/с. При выходе средиземноморских циклонов на юго-запад Черного моря область сильных ветров смещается к северу и захватывает северо-западную часть моря. Исключительная штормовая ситуация сложилась над северо-западом Черного моря к вечеру 7 ноября 1969 г. (рис. 2.12). Юг Черного моря занимала зона пониженного давления, центр которой находился над Малой Азией. В этой зоне на юго-западе Черного моря образовался местный циклон с давлением в центре менее 1000 гПа. Над европейской частью СССР располагался антициклон. Над северо-западной частью моря создалась

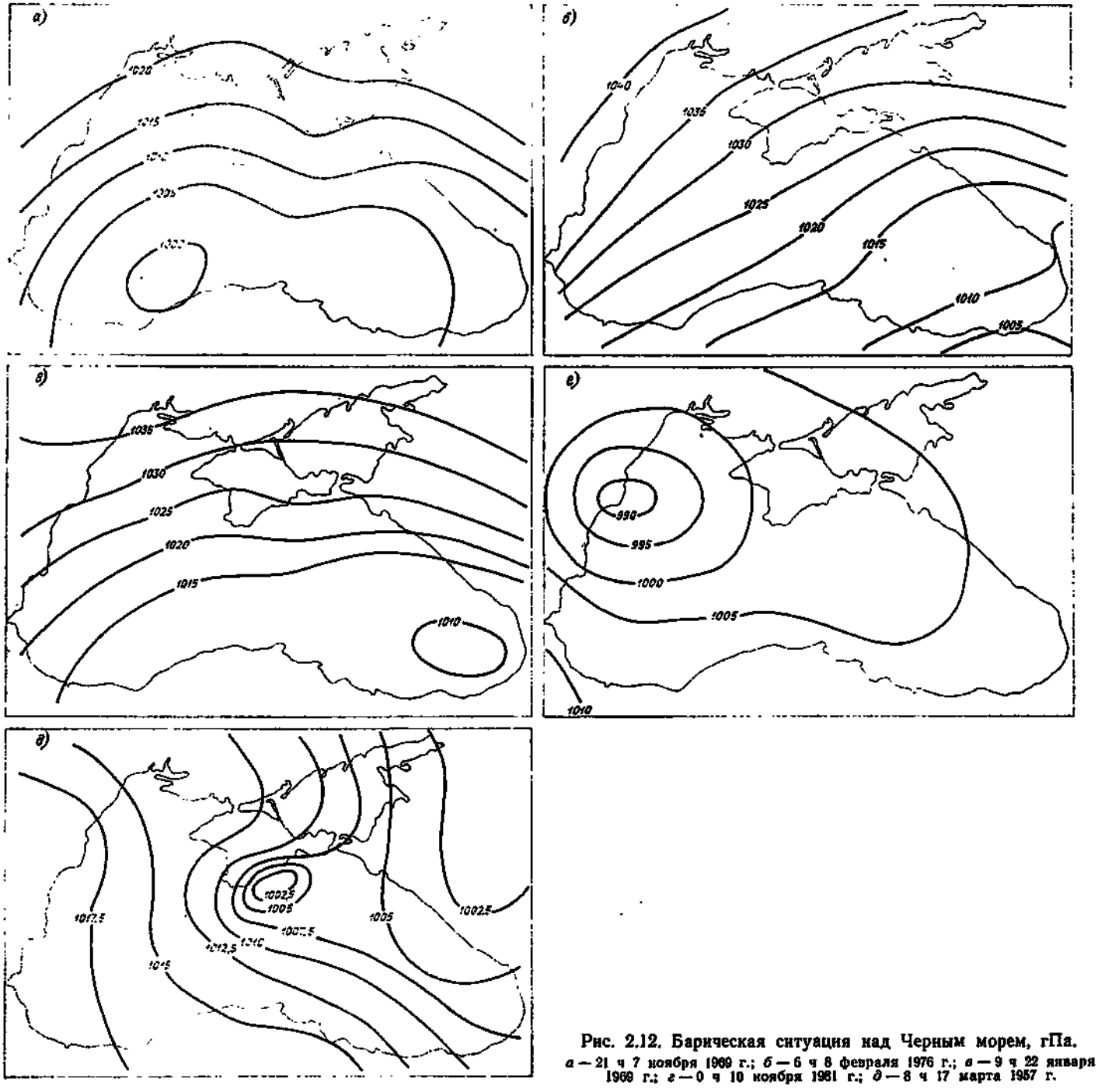


Рис. 2.12. Барическая ситуация над Черным морем, гПа.
а — 21 ч 7 ноября 1969 г.; *б* — 6 ч 8 февраля 1976 г.; *в* — 9 ч 22 января 1969 г.; *г* — 0 ч 10 ноября 1981 г.; *д* — 8 ч 17 марта 1957 г.

зона с большими градиентами атмосферного давления. Ветры северо-восточного направления в этой части моря достигали 35 м/с, при этом практически над всей западной половиной моря скорость ветра превышала 20 м/с.

При смещении средиземноморских циклонов на юго-восток моря или на восточную часть Малой Азии область сильных восточных и северо-восточных штормов охватывает и северо-восток моря. При этом часто штормовые северо-восточные ветры занимают все море. При данной синоптической ситуации на западе Черного моря могут генерироваться наибольшие для моря волны (со средними высотами более 6,5 м). Штормовая обстановка, изображенная на рис. 2.12 *б*, была вызвана средиземноморским циклоном, центр которого перемещался в восточном направлении над Малой Азией. При этом над Западной Европой располагался мощный антициклон. Изобара 1040 гПа проходила вдоль западного берега Черного моря. При этом сформировались две зоны сгущения изобар на северо-востоке и юго-западе Черного моря. Скорость ветра в этих зонах превышала 35 м/с. Все море было охвачено северо-восточными штормовыми ветрами со скоростью более 10 м/с.

В случае выхода средиземноморских циклонов на восток Малой Азии над юго-востоком Черного моря часто образуется орографический циклон. Данная барическая система обладает большой устойчивостью. Непрерывная продолжительность штормовых северо-восточных ветров на северо-востоке Черного моря, вызываемых этой системой, может превышать 5—6 сут. Скорость ветра при наиболее жестоких штормах превышает 40 м/с. Во время этих штормов на юго-западе северо-восточного района Черного моря и у Южного берега Крыма наблюдается исключительно интенсивное волнение со средней высотой до 6,5 м. При конкретной синоптической обстановке, изображенной на рис. 2.12 *в*, над юго-востоком Черного моря сформировался орографический циклон с давлением в центре менее 1010 гПа. Центр основной депрессии находился над Малой Азией. При этом над всей европейской частью СССР располагался антициклон. Изотаха, отвечающая скорости ветра 30 м/с, оконтуривала практически весь северо-восток Черного моря, а в прибрежной зоне моря в районе Новороссийска скорость ветра достигала 40 м/с.

При расположении центров низкого давления над Кавказом и Каспийским морем и выхода отрога антициклона с Западной Европы на Балканы и запад Черного моря на нем возможны штормы с ветрами преимущественно северного и северо-восточного направлений. Эти штормы могут охватить и юго-восток Черного моря.

Барические ситуации, принадлежащие ко второму типу, могут формироваться как средиземноморскими циклонами, так и циклонами, траектории которых проходят над Европой. При выходе средиземноморских циклонов на запад и северо-запад Черного моря над ним наблюдаются южные и юго-западные ветры, особой силы они достигают над западной и северо-западной частями моря, где их скорость может превышать 25 м/с. Подобное ветровое поле над морем формируется при выходе на Балканы и запад моря циклонов с Западной Европы. Особую опасность данные барические системы представляют в конце осени и начале зимы, когда они углубляются над Черным морем в условиях сильной неустойчивости приводного слоя атмосферы, характерной для этого времени года. Исключительно опасная штормовая обстановка на северо-западе моря сложилась ночью 10 ноября 1981 г. (см. рис. 2.12 *г*). Шторм был вызван средиземноморским циклоном с давлением в центре менее 990 гПа, который смещался на север вдоль западного берега моря. Вблизи центра циклона скорость южного и юго-западного ветра достигала 30 м/с. При этом практически над всей западной частью моря наблюдались скорости ветра выше 15 м/с. Схожими были синоптические условия образования балаклавской бури, имевшей большое историческое значение и послужившей «поводом для организации во Франции первой регулярной Службы погоды под руководством знаменитого астронома Леверье». При смещении циклонов на Крым в их тыловой части над северо-западом Черного моря формируется зона сильных ветров северо-западного и северного направлений. Особой силы эти штормы (скорость в них может превышать 25 м/с) достигают при блокировании их отрогом антициклона, простирающегося с Западной Европы на Балканы и юго-запад моря.

При выходе ныряющих циклонов на юг Украины все море оказывается в зоне действия ветров преимущественно западного направления. Наибольшей силы эти ветры достигают над западом Черного моря. Над морем, в тылу областей низкого атмосферного давления, расположенных над Кубанью и Южным Поволжьем, может образоваться зона преимущественно северо-западных ветров. Часто при данном барическом образовании у Южного берега Крыма формируется орографический циклон. При данной синоптической обстановке на юго-востоке моря складывается наиболее волноопасная ситуация. При ней в данном районе, который в целом является наиболее «спокойным» районом моря, могут генерироваться волны со средней высотой, превышающей 3,5 м. Шторм, наблюдавшийся 17 марта 1957 г., был вызван циклоном, сместившимся с Балтийского моря на европейскую часть СССР. В тылу этого циклона у берегов Крыма образовался орографический циклон (см. рис. 2.12 *д*). Это вызвало сгущение изобар в зоне, протянувшейся от Крыма к юго-востоку Черного моря. Скорость ветра в этой зоне превышала 25 м/с.

3. ТЯГУН И ЕГО ПРОЯВЛЕНИЕ В ПОРТАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

В современной океанологической литературе становится общепризнанным под термином «тягун» понимать явление опасных подвижек реверсивного характера ошвартованных судов в порту. Воздействию тягуна подвержены более 100 портов мира, где он проявляется примерно одинаково, хотя имеются и некоторые различия его проявления, зависящие от метеорологических, гидрологических, морфометрических условий и особенностей компановочных решений оградительных и причальных сооружений портов.

В настоящее время известно значительное количество гипотез, ни одна из которых не объясняет это явление во всем многообразии его проявлений. Ряд авторов считает, что причиной тягуна является ветровое волнение, проникающее через ворота порта на портовую акваторию. Волны, взаимодействуя с водной массой порта, образуют систему знакопеременных течений, которые воздействуют на суда [24]. Развитием этих представлений является гипотеза, объясняющая подвижки судов переходом зыби на малой глубине в режим уединенных волн переноса. Митчел [78] объяснил возникновение тягуна тем, что набегающие ко входу в порт длиннопериодные волны регулярными толчками постепенно приводят в колебание всю массу воды в бассейне. Ряд исследователей считает, что подвижки ошвартованных судов вызываются непосредственно длиннопериодными волнами, входящими в порт со стороны открытого моря [22, 76]. Кейс и Мерфи объясняют явление тягуна как результат воздействия на пришвартованные суда обычных ветровых волн и зыби, но не подтверждают своих, сделанных на основе натурных наблюдений выводов расчетами [164]. Эта гипотеза не объясняет возникновение тягуна в штиль и при наличии льда на акватории и на подходах к порту. Натурные и теоретические исследования, выполненные И. Б. Тишкиным, позволили ему высказать гипотезу о том, что колебания ошвартованных судов происходят под действием обычных морских волн, имеющих групповое строение [140]. Многие авторы склонны считать причиной тягуна сейшеобразные колебания портовых акваторий, среди возможных первопричин которых можно назвать «прибойные биения», цунами, атмосферные возмущения, течения, движущиеся мимо входа в узкую бухту и пр. [45, 99, 107]. Пока что не вполне ясен вопрос о «движущей силе», приводящей к реверсивным подвижкам судов. Согласно гипотезе Вильсона вынуждающим воздействием является сила, появляющаяся вследствие реверсивных орбитальных движений частиц в длиннопериодной волне или в сейше [169]. Джустинг, Кулкарни, Иоглекар и другие считают, что тягун вызывается горизонтальной составляющей силы тяжести судна, возникающей вследствие соскальзывания его по волновому склону [22]. В работе А. Л. Бондаренко показано, что нагрузки на суда вследствие влияния силы «соскальзывания» по волновому склону для типичных условий возникновения тягуна в черноморских портах на один—два порядка больше, чем нагрузки, сообщаемые судам вследствие гидродинамического давления сейшевых или длинноволновых течений [169]. С. Г. Погосов рассмотрел воздействие на ошвартованное судно длинноволновых вертикальных колебаний уровня акватории в месте стоянки, в результате которых из-за разности горизонтальных составляющих реакций швартовых возникают знакопеременные горизонтальные нагрузки [112]. Эта гипотеза не объясняет механизма возникновения подвижек судов в наиболее опасных узловых зонах сейш, не объясняет подвижек судов, у которых отданы швартовы. Имеется ряд других исследований, выводы которых не имеют принципиальных отличий от приведенных выше, а только развивают и добавляют их в частностях [86, 111, 116]. В публикациях последнего времени отмечается, что явление, вероятно, представляет собой двойной резонанс: акватории порта с подходящими со стороны открытого моря длиннопериодными волнами, и этих волн — с пришвартованными судами, частота собственных колебаний которых может совпасть с частотами собственных колебаний акватории [22, 24]. Таким образом, в настоящее время нет единой гипотезы, объясняющей явление тягуна во всем многообразии его проявлений, что приводит к целесообразности проведения дальнейших исследований с целью выбора путей борьбы с этим особо опасным явлением.

В Черном море тягун проявляется в Батуми, Поти, Очамчире, Сухуми, Сочи, Туапсе, Новороссийске, Анапе, Керчи, Феодосии, Ялте, Севастополе, Одессе, Ильичевске, Констанце, Бургасе, Варне и в ряде других мест. В зависимости от местных условий и характерных особенностей строения этих портов тягун в них проявляется поразному. Так, в Батуми часто отмечаются случаи тягуна с различной интенсивностью у разных причалов, причем траектории реверсивного хождения судов приближаются здесь к эллипсу [139]. Тягун может достигать здесь большой интенсивности. В 1942 г. в летний период крейсер «Красный Кавказ» вырвал себе четыре кнехта. В 1940 г. в результате тягуна, сопровождавшегося качкой, посадило винтом на угол причала УС «Нева». В 1941 г. с целью спасения норвежского танкера от действия тягуна его пришлось посадить на грунт. В 1943 г. линкор сорвал здесь чугунные тумбы. За период 1951—1971 гг. из-за тягуна в Батуми на внешний рейд выводилось 619 судов, простои порта составили 6308 ч [153]. Средний годовой простой за этот период составил сумму порядка 230 тыс. руб. В Поти тягун проявляется главным образом на тех акваториях, куда проникает и короткопериодное волнение. В зимний период 1941/42 г. при стоянке корабля «Коминтерн» было вырвано четыре кнехта. Крейсер «Красный Крым» в 1947 г. вырвал на причале два пала и оборвал себе кипы [68].

В п. Сочи, который является типично пассажирским, в 1969 г. в результате сильного тягуна т/х «Грузия» получил вмятину в бортовой обшивке, судно «Петр Великий» получило пробоину, был поврежден причал [158]. Наиболее ощутимо негативное влияние тягуна проявляется в п. Туапсе. Так, в феврале 1958 г. здесь было повре-

ждено судно «Сухона» и мол. При каждом случае сильного тягуна из порта выводится на внешний рейд значительное число судов. Так или иначе тягун проявляется и в других черноморских портах.

3.1. КРАТКИЙ ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ

Ввиду многофакторности возникновения явления тягуна, особую ценность для выявления механизмов его формирования имеют натурные исследования. Систематические исследования тягуна в Черном море начались в послевоенный период, когда в 1948 г. в Туапсе была организована Морская обсерватория, которая приступила к обобщению материалов о проявлениях тягуна, главным образом в самом Туапсе. В 1951 г. эти предварительные сведения были обобщены А. А. Теодоровичем в виде работы «Сведения о тягуне в Туапсинском порту». После этого Морской гидрофизический институт взял на себя методическое обеспечение работ, выполнение теоретических исследований, а непосредственные наблюдения — Туапсинская морская обсерватория, которая провела в 1952—1953 гг. наблюдения, преимущественно визуальные, в Туапсинском морском порту, применяя шкалу интенсивности тягуна, которая с некоторыми изменениями используется и по настоящее время. Характеристики волнения на подходах к порту измерялись оптическим волномером ВБ-49, а также фотоволнографом А. А. Иванова. Ввиду отсутствия приборов, способных регистрировать параметры реверсивных течений, эта важнейшая из тягунообразующих характеристик не измерялась. Длинноволновые колебания уровня регистрировались в котловане порта самописцем типа «Валдай». В 1953 г. результаты этих наблюдений были обобщены в рамках научно-исследовательской темы «Гидрологический режим Черного моря в районе Туапсе». В начале 50-х г. для выполнения комплексных исследований воздействия морской среды на портовые сооружения и суда были построены волноизмерительная станция на северном молу п. Сочи и волноизмерительный пункт на юго-западном волноломе п. Туапсе, а в 1970 г.— волноизмерительная станция на оградительном молу нефтегавани Шесхарис Новороссийского порта. Все эти порты подвержены влиянию тягуна, однако большие информационные возможности их измерительных средств почти не были использованы для изучения условий возникновения тягуна по ряду технических и организационных причин. Так, волноизмерительный пост в Туапсе был почти сразу разрушен в результате аварии судна. В 1957—1960 гг. в п. Туапсе почти одновременно изучали явление тягуна экспедиции ЧерноморНИИпроекта и лаборатории технической физики моря Морского гидрофизического института [129]. Измерения за длиннопериодным волнением выполнялись с использованием приставок к самописцам уровня моря для ускоренной протяжки ленты, а также волнографами. Измерения на подходах к порту проводились волнографом конструкции Мунка. Натурные наблюдения в Батуми и Туапсе проводились уже с регистрацией параметров течений, что позволило выявить интересную закономерность, заключающуюся в том, что тягунные подвижки ошвартованных судов могут наблюдаться и при отсутствии в районе стоянки судна длинноволновых реверсивных течений. Отмечались случаи, когда ошвартованные лагом суда совершали колебания в противофазе. Экспериментальные исследования экспедиции ЧерноморНИИпроекта и Батумской ЗГМО в п. Батуми описаны в работе И. Х. Диасамидзе [42]. Они показали наличие сложных колебательных режимов ошвартованных судов. Аналогичные эффекты выявлены и при выполнении экспериментальных исследований экспедицией Ленинградского гидрометеорологического института (ЛГМИ) в Туапсе в 1974—1975 гг. В программу работ входили: исследование поведения судов и других плавучих сооружений при тягуне с использованием измерительного преобразователя подвижек судов и киносъемки; исследование гидрологических характеристик водной массы порта непосредственно в районе стоянки судна с использованием специально разработанного комплекса аппаратуры; исследование возможности индикации условий возникновения тягуна с использованием автоматизированных систем. Выполнялись наблюдения за характером изменений ветрового волнения после прохождения им зоны ворот порта. Эти работы были продолжены в 1983 г., когда были получены материалы наблюдений за подвижками танкеров в районе нефтепричалов синхронно с регистрацией длиннопериодного волнения. В различное время были проведены лабораторные исследования явления тягуна в черноморских портах. В 1936 г. ЦНИВТ провел эксперимент на модели п. Туапсе, а повторные исследования, выполненные в ЦНИМФ в 1948 г., позволили Н. Д. Логинову сделать вывод, что явление тягуна здесь «возникает в результате длительного подпора воды порта длинными волнами моря и появления резонансных стоячих волн в порту». На Сочинской волноисследовательской станции путем воспроизведения на пространственной модели двух систем регулярных волн, распространяющихся под углом 170°, выполнено исследование влияния низкочастотных колебаний на идеализированную модель в форме прямоугольника [74]. В МИСИ им. В. В. Куйбышева с целью проверки возможности генерации длиннопериодного волнения в результате эффектов нелинейного взаимодействия между элементарными спектральными составляющими нерегулярного волнения проведены опыты в лотке [136]. Путем математической фильтрации волнограмм в различных точках модели выявлены длиннопериодные составляющие со сложным характером сейшеобразного типа, в отдельные моменты из которых можно выделить одно-, двух- и трехузловые сейши. В ЛГМИ в 1983—1984 гг. проведена серия лабораторных экспериментов в гидравлическом лотке при различных степенях наполнения по исследованию закономерностей и механизмов генерации длиннопериодных волн перемещающимися атмосферными возмущениями типа атмосферных фронтов, атмосферных волн плавучести с использованием специальной пневматической установки на подвижном основании, состоящей из ряда колоколов, под которыми создавались чередующиеся зоны повышенного и пониженного давления. Результаты обработки экспериментальных данных показали возможность резкого возрастания амплитуд длинноволновых коле-

баний при совпадении скорости перемещения возмущения со скоростью прогрессивной длинной волны.

В ЛГМИ выполнено электроаналоговое моделирование черноморского п. Варна (НРБ), основанное на имитации колебательных движений в бассейне путем применения двумерной электрической сетки, состоящей из *LC*-цепочек [87].

Многофакторность формирования тягуна требует использования математических моделей основных механизмов явления. При тягуне, как показали материалы натурных наблюдений, наиболее важным является учет горизонтальных колебаний, которые обусловливают наибольшие усилия в швартовных системах, в якорных связях, а также нагрузки на причальные сооружения. Ошвартованное судно представляет собой сложную динамическую систему с присущими ей резонансными режимами, которые можно оценить путем решения уравнений движения, как это сделано в работах [21, 22], где показано, что тягунные подвижки ошвартованных судов могут происходить под воздействием ветровых волн квазирегулярного характера (слабый тягун), ветровых волн с групповым строением (от слабого до умеренного), длиннопериодных волн (до сильного). Ввиду того, что длиннопериодное волнение, как правило, функционально связано с параметрами ветровых волн, представляется возможным оценивать интенсивность тягуна по результатам измерений длинноволновых колебаний в порту, как это делается в Туапсе, Батуми.

Нагрузки, действующие на суда в условиях длиннопериодного волнения, определяются обтеканием корпуса судна реверсивными течениями, а также горизонтальными составляющими сил плавучести при наклонах водной поверхности. Общий вид зависимостей нагрузок на судно в условиях длиннопериодного волнения при глубине акватории порта до 10 м показывает, что нагрузки возрастают с увеличением водоизмещения судов, амплитуд длиннопериодных волн и их частоты. Расчетные данные подтверждаются и результатами натурных наблюдений за тягуном, что позволяет оценивать степень безопасности акватории стоянки путем анализа амплитудно-частотных характеристик длинноволновых процессов с применением автоматизированных информационно-измерительных систем, содержащих сеть датчиков тягунообразующих параметров на портовой акватории. Работы в этом направлении ведутся в Ленинградском гидрометеорологическом институте.

Селективные свойства колебательных систем судно—швартовы, которые могут быть изменены путем изменения систем швартовки, количества швартовных канатов, их натяжения, управления швартовными лебедками и другими способами, приводят к необходимости определения и более консервативных параметров — гармоник собственных колебаний водных масс порта, характеризующих «резонанс порта», а также степени защищенности акватории от длиннопериодного волнения типа «коэффициент порта» [112]. Оценочные расчеты периодов свободных колебаний обычно выполняются по стандартным формулам типа обобщенной формулы Мериана, формул Дюбуа, Дефанта, Праудмэна, Эртеля и др. [78, 99]. Однако для реальных портов необходимо применение методов, основанных на решении гидродинамических уравнений теории мелкой воды. Расчеты для ряда портов Черного моря, выполненные в ЛГМИ, позволили оценить изменение амплитудных характеристик длинноволновых колебаний в форме прогрессивностоячих волн в узлах вычислительной сетки, выделить характерные особенности режима гавани, расположение пучностей и узлов, селективные свойства водной массы порта, резонансные частоты. Районирование портовых акваторий дает возможность выработать рекомендации по выбору очередности вывода судов на внешние рейды портов или по их перешвартовке внутри портовой акватории, выбрать оптимальные режимы работы систем индикации условий возникновения тягуна.

Амплитуды длинноволновых колебаний, проникающих в портовые акватории со стороны открытого моря, зависят от морфометрических особенностей шельфовой зоны на пути распространения длинных волн. Одним из эффектов, способных привести к возрастанию амплитудных характеристик длинных волн, является рефракция на таких формах рельефа, как подводные банки, мысы, отмели и пр. Построения схем рефракции, выполненные методом ортогоналей, позволили сделать вывод о возможности конвергенции волновых лучей почти у всех портов, подверженных влиянию тягуна.

Подход длинных волн в диапазоне периодов 0,5—7 мин к порту, как правило, сопровождается штормовым волнением, без которого длинноволновые процессы заметного развития обычно не получают. Тягун усиливается при подходе к порту ветровых волн или зыби, имеющих групповое строение, причем при проникновении волнения на портовую акваторию фактор групповитости становится часто более выраженным. Воздействуя на ошвартованные суда одновременно с длиннопериодными волнами и вызывая дополнительную качку всех видов, ветровое волнение и зыбь увеличивают степень опасности стоянки; это приводит к необходимости проведения дополнительных исследований эффектов взаимодействия низкочастотных и высокочастотных составляющих спектра морского волнения с целью выбора путей борьбы с тягуном. Уменьшение степени отрицательного воздействия тягуна на деятельность морского флота в портах представляется возможным достичь путем прогнозирования условий его возникновения, установки на портовых акваториях автоматизированных систем сигнализации опасности тягуна, оптимизации режимов перешвартовки и вывода судов на внешние рейды, реконструкции оградительных сооружений с учетом параметров «резонанса гавани», изменения собственных частот системы судно—швартовы. Эта задача требует совершенствования и унификации сети наблюдений за режимом длинноволновых процессов в портах на единой методологической основе и с использованием эквивалентных измерительных средств. Существующая сеть наблюдений не удовлетворяет этим требованиям, что затрудняет проведение мероприятий по повышению гидрометеорологического обеспечения деятельности морского флота в портах, подверженных влиянию тягуна.

3.2. ФИЗИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ТЯГУНА

Общая схема развития тягуна в морских портах представляется в настоящее время в виде следующей последовательности взаимосвязанных процессов. Действие устойчивых по направлению ветров способно приводить к возникновению двух основных систем волн [74] — дорезонансной (с фазовой скоростью, меньшей скорости ветра) и резонансной (скорость которой равна скорости ветра). На поздних стадиях процесса развития ветрового волнения, когда частоты резонансной и дорезонансной систем волн отличаются на 10—20 %, происходит образование низкочастотных колебаний порядка 1 мин. Используя приведенную в работе [128] методику и принимая в качестве характерной глубины прибрежной зоны в районе расположения ворот черноморских портов глубину 10 м, можно оценить высоты длиннопериодного волнения. Так, при ширине пучка коротковолновой энергии 20° ветровое волнение высотой 4 м и средним периодом 10 с приводит к продуцированию длинных волн высотой 0,07 м. Если будут выполнены условия одномерного волнового поля с теми же параметрами, возможна генерация длиннопериодных волн высотой 0,35 м. В случае так называемых направленных длинных волн высота может увеличиваться. Рассмотренный механизм обусловливает, как правило, одновременное проявление волновой активности в районах порта в высокочастотной и в низкочастотной областях спектра. Это же можно сказать и о втором механизме — генерации низкочастотных колебаний в результате неравномерного обрушения нерегулярных волн, преимущественно с групповой структурой, в прирезовой зоне [79]. Как показали исследования [147], при подходе к воротам порта ветровых волн и зыби возможен механизм возникновения и поддержания низкочастотных колебаний водных масс порта в режиме автоколебаний, обратной связью которых, регулирующей поток коротковолновой энергии в порт в «пакетном» режиме, являются реверсивные длинноволновые течения в воротах порта [146]. Такие механизмы требуют учета оценки степени безопасности акватории и приводят к необходимости повышения уровня защищенности от обычного ветрового волнения и зыби.

Кроме ветровых воздействий на водную поверхность атмосферные возмущения могут проявляться у водной поверхности и в виде локальных областей аномалий давления, которые перемещаются в условиях переменной глубины моря. Примером таких локальных областей могут служить линии шквалов, атмосферные фронты, преимущественно, по типу холодного, атмосферные волны плавучести (внутренние волны в атмосфере) и пр.

Нестационарность волновых условий возникновения тягуна приводит к необходимости разработки специальных волногасящих устройств, способных адаптивно перестраиваться в зависимости от наблюдаемых характеристик волнения на подходах к порту или в самом порту, поскольку способы борьбы с «резонансом гавани» путем реконструкции портовых акваторий, как правило, приводят к «настройке» их водных масс на новые резонансные частоты, или к снижению общей степени защищенности акваторий от длиннопериодного и короткопериодного волнения.

3.3. РЕЗУЛЬТАТЫ НАТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В изучении тягуна и волновых процессов большое значение имеют инструментальные исследования в натурных условиях с последующей обработкой данных вероятностными численными методами. Анализ тягунообразующих параметров морского волнения и самих подвижек ошвартованных судов при тягуне показал, что только с известной степенью приближения их можно описывать стационарными и однородными случайными функциями, и при обработке экспериментальных данных эти процессы следует представлять состоящими из дискретных квазистационарных (квазиоднородных) участков, на каждом из которых процесс считается эргодичным.

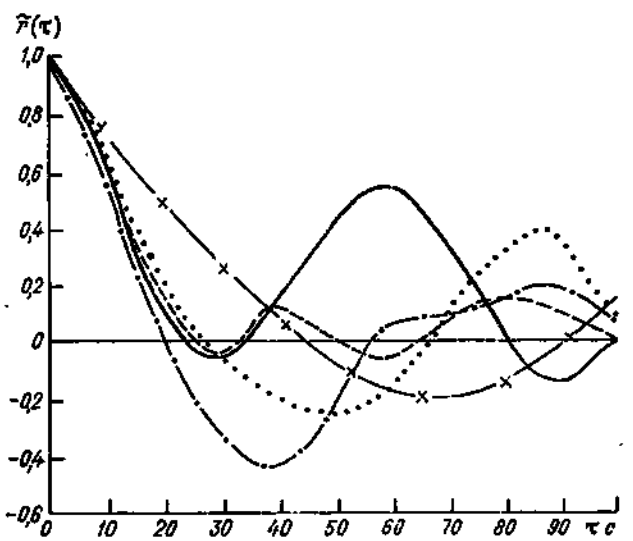


Рис. 3.1. Нормированные корреляционные функции (на различных стадиях тягуна) подвижек т/х «Дедал» вдоль причала при умеренном и сильном тягуне в п. Туапсе в декабре 1974 г.

Примеры графиков нормированной корреляционной функции подвижек т/х «Дедал» вдоль причала в п. Туапсе в декабре 1974 г. при умеренном и сильном тягуне (рис. 3.1) показывают выраженную периодичность подвижек в диапазоне периодов 40—90 с (по материалам экспедиции ЛГМИ). Причиной возникновения подвижек в указанном диапазоне периодов вероятнее всего являются длинноволновые процессы, характерные для портовой акватории Туапсе при проявлениях здесь тягуна (по данным практически всех экспедиционных исследований). Так, графики нормированных корреляционных функций длинноволновых процессов, зарегистрированных в октябре 1983 г. в колодцах гидравлической системы самописца уровня моря п. Туапсе (рис. 3.2), показывают наличие в спектре длинноволновых составляющих колебаний уровня в диапазоне периодов также 40—90 с. О взаимосвязанности параметров подвижек в длинноволновых процессах говорят и ма-

териалы синхронных наблюдений за интенсивностью подвижек и амплитудными характеристиками длинных волн в диапазоне «прибойных биений» по лентам самописцев уровня моря [98]. Надежность этой связи, проверенная практикой прогнозирования тягуна, дает возможность произ-

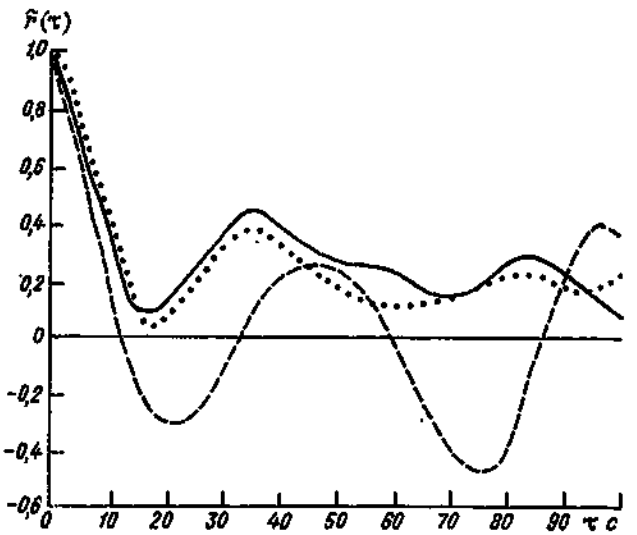


Рис. 3.2. Нормированные корреляционные функции (на различных стадиях тягуна) длинноволновых колебаний уровня при слабом тягуне в п. Туапсе в октябре 1983 г.

водить индикацию условий возникновения тягуна посредством косвенных измерений таких «тягунообразующих» факторов, как длинноволновые колебания уровня, знакопеременные наклоны водной поверхности при сейшеобразных колебаниях, ре-

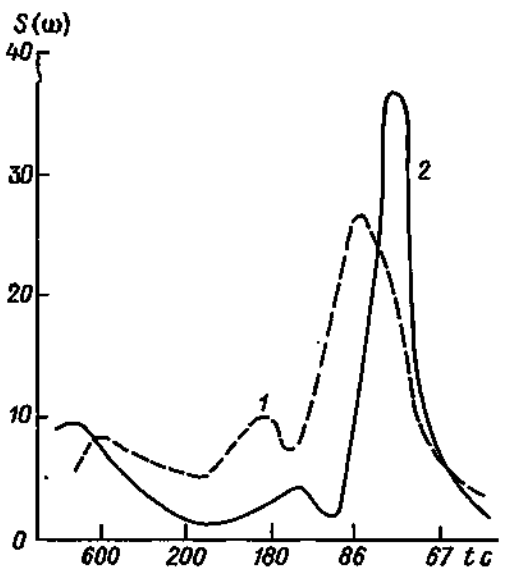


Рис. 3.3. Частотные спектры синхронно зарегистрированных прибойных биений на подходах к п. Туапсе (*1*) и сейшевых колебаний в порту (*2*) [164].

версивные течения. Это позволяет рекомендовать оборудование портов системами сигнализации угрозы возникновения тягуна, которые могут быть смонтированы на базе существующей мареографной сети или в местах портовой акватории, подверженных тягуну в наибольшей степени (нефтепричалы, судоремонтные заводы и пр.).

Важным результатом экспериментальных исследований в черноморских портах является вывод о возможности использования при составлении методик прогнозирования тягуна архивных данных в виде лент самописцев уровня моря поплавкового типа, на которых длиннопериодные волны типа «прибойных биений» и резонансных колебаний портов прослеживаются в виде характерных «размазов», вызванных наложением линий записи ввиду малой скорости лентопротяжки стандартных самописцев уровня моря (СУМ). Эти записи позволяют определить время начала тягуна в портах,

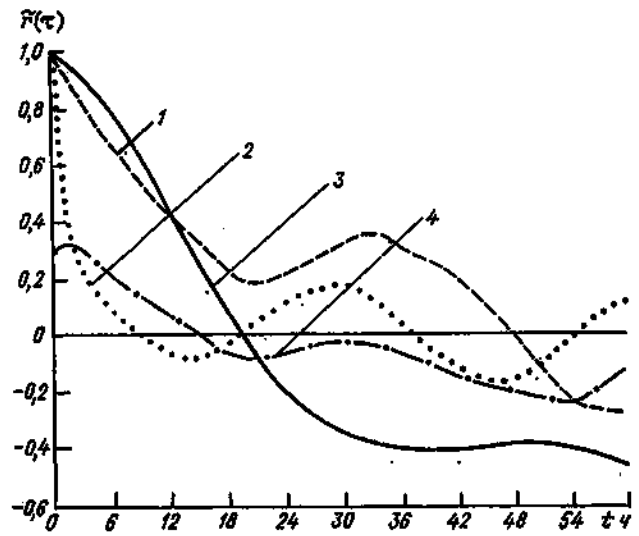


Рис. 3.4. Корреляционные функции амплитудных характеристик длинноволновых процессов в Батуми (*1*), Поти (*2*), Туапсе (*3*) и взаимокорреляционная функция амплитуд колебаний уровня в Поти и Батуми (*4*).

характер его развития и окончание, что делает необходимым архивное хранение лент самописцев в течение длительного времени, поскольку существующие методы цифровой обработки и представления данных наблюдений за уровнем полностью отфильтровывают эти ценные данные.

Отличия гидравлических систем, установленных в черноморских портах самописцев уровня моря, приводят к необходимости определения передаточной функции и фильтрующих свойств СУМ в диапазоне прибойных биений для каждой установки и принятия мер к гашению волновых компонентов в диапазоне ветровых волн и зыби. Гидравлические системы некоторых самописцев соединяются не с акваториями портов, а с открытым морем, как, например, в Феодосии. Наблюдения, выполненные в Туапсе, показали обусловленность сейшеобразных колебаний в порту длиннопериодными волнами на подходах к порту, что видно из графиков частотных спектров (рис. 3.3). Однако выполнение подобных трудоемких исследований не представляется целесообразным для каждого из портов, подверженных тягуну, а желательна установка однотипных самописцев уровня, настроенных на регистрацию длиннопериодного волнения в диапазоне сейшеобразных колебаний в порту и длиннопериодного волнения, вызывающих явление.

Анализ записей самописцев уровня при тягуне в различных портах Черного моря показал, что характер развития явления в них имеет общие закономерности при высокой степени синхрон-

ности времени наступления и затухания, свидетельствующей об единых механизмах формирования условий его возникновения. «Размаз» на ленте СУМ, как правило, начинается с малых амплитуд колебаний, которые постепенно возрастают, достигая насыщения, а затем постепенно затухают. Такой характер развития явления говорит о том, что водным массам порта при сейшеобразных колебаниях присущи свойства инерционной системы, в которой линейная часть внутренней связи может быть охарактеризована корреляционной функцией, позволяющей оценить возможности прогнозирования с использованием метода оптимальной экстраполяции. Примеры графиков корреляционной функции длиннопериодного волнения, полученной с помощью косвенных наблюдений по «размазу» графика на ленте СУМ в портах Батуми, Поти, Туапсе показаны на рис. 3.4. Здесь же приведен график взаимной корреляционной функции параметров длинноволновых колебаний расположенных сравнительно близко друг от друга портов Батуми и Поти, показывающий высокую степень взаимосвязи явлений в них, что позволяет использовать существующую методику прогнозирования тягуна в одном из портов для прогнозирования его в другом порту.

3.4. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ТЯГУНА

Анализ результатов регистрации длиннопериодных колебаний в морских портах Черного моря по архивным данным показал, что интенсивность и повторяемость тягуна хорошо согласуется с интенсивностью атмосферных процессов и волновой активностью — наибольшую повторяемость явление имеет в холодную половину года с максимумом в январе, что хорошо прослеживается на примере п. Туапсе [87].

В настоящее время в прогностической практике используются синоптические методы прогнозирования тягуна, разработанные для портов Туапсе и Батуми [98]. По прогностической схеме для п. Туапсе тягун возникает, когда над Черным морем наблюдается барическое поле, при котором над западной его половиной градиент давления имеет направление от 360 до 80°, разница давления в направлении барического градиента на расстоянии 500 км составляет не менее 5 гПа, а градиент давления на расстоянии 900 км между юго-западным побережьем и п. Туапсе (максимальный разгон волн) — не менее 6 гПа. Выделено три типа атмосферных процессов и синоптические ситуации в каждом из них, приводящие к формированию условий возникновения тягуна. Для всех гидрометеорологических предтягунных ситуаций общими признаками являются [98]:

1) подход волн зыби с запада, юго-запада и юга или наличие смешанного волнения этих направлений с преобладанием волн зыби. При этом для умеренного тягуна необходимо волнение не менее 3—4 баллов, а для сильного тягуна — более 5 баллов;

2) расположение над Турцией и Балканским полуостровом малоподвижной области высокого давления.

Для возникновения сильного тягуна в Туапсе необходимы также нижеперечисленные условия:

— разница давлений в указанных направлениях больше 12 гПа;

— штормовая зона должна охватывать, как правило, всю акваторию моря;

— средний градиент давления в штормовой зоне должен быть более 4 гПа/1° меридиана;

— изобары в штормовой зоне должны иметь направление от 340 до 290°;

— степень волнения моря — не менее 5 баллов;

— сохранение перечисленных условий не менее суток.

В методике прогнозирования тягуна в п. Батуми [98] выделяются два типа основных процессов, формирующих условия возникновения тягуна: тип I — выход южных циклонов и связанный с ними локальный циклогенез в восточной части Черного моря, в Закавказье, на Нижнем Дону и в Нижнем Поволжье; тип II — смещение ложбины глубокого циклона на Черное море, центр циклона расположен в центральных и северо-восточных районах европейской части СССР.

Эти типы атмосферных процессов формируют четыре характерных типа полей волнения. Предтягунными ситуациями считают: смещение циклона со Средиземного моря на северо-восток европейской части СССР; перемещение циклона с северо-запада на юго-восток европейской части СССР; прохождение ныряющего циклона с севера европейской части СССР на юг и юго-восток. В п. Батуми при указанных типах синоптических процессов возникает тягун, если центр циклона пересекает 35° в. д. с запада на восток, и продолжается до тех пор, пока центр перемещающегося циклона не пересечет 60° в. д. После выявления предтягунной обстановки время возникновения тягуна, его ожидаемую интенсивность и продолжительность оценивают с использованием найденных прогностических зависимостей (в графической форме [98]) от ряда предикторов (P_a, L_1, L_2, G^*, D), определяемых по фактическим или прогностическим аэросиноптическим картам:

$$P_a = (P_1 + P_2 + P_3)/3 - (P_4 + P_5 + P_6)/3, \quad (3.1)$$

где P_a — разность средних значений атмосферного давления между пунктами Одесса P_1, Стамбул или Бургас P_2, Синоп P_3 и Батуми P_4, Сухуми P_5, Тбилиси P_6; L_1 — расстояние от п. Батуми до оси ложбины по карте $АТ_{700}$, при условии, что изогипса максимального значения имеет радиус кривизны не более 250—300 км; L_2 — расстояние между ложбинами на картах $АТ_{700}$ и $АТ_{500}$, совпадающее с шириной зоны максимальных скоростей ветра; G^* — барический градиент (в штормовой зоне), гПа/1° меридиана; D — длина разгона волн по барическому полю и полю ветра.

Оправдываемость описанных методик прогнозирования тягуна даже в рамках каждой из методик, различна. Их оправдываемость достаточно высока при прогнозировании времени наступления тягуна большой интенсивности. При прогнозировании интенсивности и продолжительности явления высокая оправдываемость прогнозов достигается, как правило, путем корректировки и уточнений прогноза, что снижает их фактическую заблаговременность до 2—3 ч. При этом важную роль играет субъективный фактор — опыт прогнозиста, от

которого во многом зависит правильное и точное определение и выбор синоптической предтягунной ситуации. Использование при составлении прогноза информации, которая в свою очередь также получается прогностическим путем с присущими ему ошибками, тоже не способствует повышению точности прогноза тягуна. Кроме чисто практической качественные методики прогнозирования тягуна в портах Туапсе и Батуми обладают той ценностью, что результаты их использования в практике гидрометеорологического обеспечения флота аккумулируют опыт многих специалистов, позволяют систематизировать причины ошибок прогнозирования, выбрать оптимальные предикторы. Все это позволяет рассматривать описанные выше методики, а также «экспресс-метод» в качестве объективной предпосылки разработки методов прогнозирования тягуна во всех портах Черного моря, подверженных его влиянию. В качестве наиболее перспективной методологии прогнозирования представляется использование байесовского подхода.

Методика прогнозирования тягуна на основе байесовского подхода, разработанная в ЛГМИ, предполагает расчет вероятности возникновения явления x_i различной интенсивности, разбитой на градации по признаку ширины записи длиннопериодного волнения на лентах СУМ, в зависимости от его возможных предикторов x_j, разделенных на градации по всей ширине их диапазона. В качестве последних выбраны градиенты атмосферного давления над акваторией моря, максимальные градиенты давления в штормовой зоне, скорость и направление ветра и др. Расчеты, реализуемые на ЭВМ для различных комбинаций предикторов в различных сочетаниях градаций, выполняются поэтапно.

На первом этапе рассчитываются климатические повторяемости (безусловные вероятности $F(\tilde{x}_i)$) явления тягуна и $F(x_j)$ предикторов $\tilde{x}_{1k}$, $\tilde{x}_{2l}$, $\tilde{x}_{jf}$. На первом и на всех последующих этапах расчеты производятся для каждого значения градации тягуна x_i при всех градациях предикторов $\tilde{x}_j$.

На втором этапе рассчитываются вероятности осуществления явления при условии осуществления одного из предикторов $\tilde{x}_j$ (одного, но не единственного), т. е. рассчитываются вероятности осуществления явления тягуна в зависимости от наступления каждого из предикторов

$$F(x_i/\tilde{x}_{1k}) = F(x_i)\,[F(\tilde{x}_{1k}/x_i)/F(\tilde{x}_{1k})], \qquad (3.2)$$

где $F(x_i)$, $F(\tilde{x}_{1k})$ — вероятности, рассчитанные на первом этапе.

На третьем этапе рассчитываются вероятности осуществления тягуна x_i при условии совместного осуществления двух предикторов, причем расчеты выполняются для всех сочетаний предикторов во всех градациях:

$$F\left(\frac{x_i/x_{2l}}{\tilde{x}_{1k}}\right) = F(x_i/\tilde{x}_{1k})\,F\left(\frac{\tilde{x}_{2l}/x_i}{\tilde{x}_{1k}}\right)\Big/F(\tilde{x}_{2l}/\tilde{x}_{1k}), \qquad (3.3)$$

где $F(x_i/\tilde{x}_{1k})$ — априорная вероятность, рассчитанная на втором этапе.

Вычисление на четвертом этапе вероятности

$$F\left(\frac{x_i/\tilde{x}_{3r}}{\tilde{x}_{1k},\ \tilde{x}_{2l}}\right) = F\left(\frac{x_i/\tilde{x}_{2l}}{\tilde{x}_{1k}}\right)F\left(\frac{\tilde{x}_{3r}/x_i}{\tilde{x}_{3r},\ \tilde{x}_{2l}}\right)\Big/F\left(\frac{\tilde{x}_{3r}}{\tilde{x}_{1k},\ \tilde{x}_{2l}}\right) \qquad (3.4)$$

определяет осуществимость x_i в зависимости от совместного осуществления различных комбинаций трех предикторов $\tilde{x}_{1k}$, $\tilde{x}_{2l}$, $\tilde{x}_{3r}$. В качестве априорной вероятности $F(x_i\tilde{x}_{2l}/\tilde{x}_{1k})$ берется вероятность, рассчитанная на предыдущем этапе. На всех последующих этапах схема расчета повторяется аналогично описанным. При прогнозировании явления используют следующее правило: если в момент времени t наблюдается предиктор $\tilde{x}_{kl}$, то в момент времени $t+\theta$ (где θ — заблаговременность прогноза), будет наблюдаться явление x_i. При вычислениях это достигается простым сдвигом рядов предикторов по отношению к ряду значений интенсивности явления на величину θ. На практике учитывается факт, вытекающий из общих положений метода, что с увеличением числа предикторов весовой вклад в увеличение оправдываемости прогноза прибавления каждого последующего предиктора будет уменьшаться.

При апробации метода применительно к тягуну в п. Туапсе в качестве одного из вариантов предикторов были взяты разности атмосферного давления $\tilde{x}_{1k}$, вычисленные по методике Митиной В. А. [98], направление градиента атмосферного давления над морем $\tilde{x}_{2l}$, скорость $\tilde{x}_{3r}$ и направление приземного ветра в Туапсе. В результате расчетов выявлены сочетания фаз (градаций) предикторов, использование которых позволяет прогнозировать тягун в п. Туапсе с заблаговременностью 6—12 ч и оправдываемостью выше 0,9. Метод, обладая адаптивными свойствами к новым, непрерывно изменяющимся условиям формирования и развития явления, позволяет корректировать параметры модели по мере накопления банка данных о явлении и предикторах. Учитывая высокую степень согласованности с результатами описанных выше методик и свойства адаптации («самоуточнения») можно считать возможным создание на базе метода, использующего байесовский подход, универсальной методики прогнозирования явления тягуна для портов Черного моря, обеспеченных рядами наблюдений за явлением.

4. ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ И СОЛЕНОСТЬ

Условия формирования и изменчивость температуры и солености вод в прибрежных районах несколько иные, чем в открытом море. Связано это, прежде всего, со значительным мелководьем, быстрой адаптацией параметров режима к влиянию местных факторов и особенностям морфометрии. Вместе с тем наличие в этих районах стационарных постов с регулярными длительными наблюдениями позволяет обоснованно использовать методы математической статистики и анализа для изучения механизмов формирования термохалинной структуры вод, ее изменчивости и оценки

вклада и влияния различных гидрометеорологических факторов в общий процесс изменчивости режима моря.

4.1. КРАТКИЙ ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

Работы, посвященные изучению термохалинной структуры прибрежных вод по данным наблюдений на береговых пунктах, можно условно разделить на режимные, дающие сведения о характеристиках режима, и аналитические, в которых проводится анализ режима, рассматриваются возможные механизмы его формирования и изменчивости.

Режимные работы представлены в основном в виде многочисленных справочников и атласов, в которых обобщены сведения за определенный период на береговых и рейдовых пунктах наблюдений в виде среднедекадных, месячных и годовых значений, приводятся абсолютные максимумы и минимумы, годовые амплитуды, сведения о повторяемости и др. Опубликован ряд режимных статей. Так, например, в работе Л. Б. Славина [130] приведены вероятностные характеристики температуры поверхности Черного моря, рассчитанные по многолетним наблюдениям на береговых станциях.

К исследованиям, в которых дается физическая интерпретация накопленных данных, относится монография В. И. Заца, О. Я. Лукьяненко, Г. В. Яцевича [48], в которой рассмотрены различия в годовом ходе температуры и солености поверхностного слоя прибрежных вод в районе Южного берега Крыма (ЮБК) и причины, их обусловливающие, оценивается влияние непериодических колебаний температуры на ее сезонный ход. Гипотеза о влиянии солнечной активности на изменчивость гидрометеорологических элементов в прибрежной зоне рассмотрена в статье Л. А. Корневой, З. Б. Шеногиной [69]. Воздействие адвективного переноса тепла и его сезонной изменчивости на изменчивость термического режима прибрежной зоны исследована в работе Е. И. Шутовой [157]. А. И. Овсянниковым, Г. С. Ивановым [106] выявлены тренды средних годовых значений гидрологических элементов и предложена гипотеза об обусловливающем их механизме, а также рассмотрена многолетняя периодичность колебаний температуры воды. Многолетние тенденции солености проанализированы в статье Л. А. Ковальчука [65]. Анализ многолетних изменений солености в Одессе для отдельных месяцев и средних годовых значений, а также их связь с речным стоком представлены в работе Э. Н. Альтмана, И. Ф. Гертмана [4]. В ней также анализируется репрезентативность наблюдений на гидрометеорологических станциях для характеристики открытых районов моря.

Статья Э. Н. Альтмана с соавторами [8] посвящена результатам анализа временно́го хода температуры в поверхностном слое воды на гидрометеорологических станциях во взаимосвязи с основными метеорологическими элементами, определяющими ее изменчивость. В работе А. Н. Овсянникова [105] выделены квазиоднородные районы в прибрежной зоне Черного моря по температуре воды, измеренной на прибрежных станциях. Зависимость градиентного течения от берегового стока и температурного режима моря с привлечением наблюдений на береговых пунктах исследована в работе Б. Ф. Чередилова [151]. Статьи Д. М. Толмазина [141], А. К. Богдановой [17, 20], Л. Н. Кропачева [20] раскрывают статистические особенности сгонно-нагонной циркуляции в прибрежной зоне, изучают механизм ее возникновения и влияния на режим моря. Некоторые вопросы взаимосвязи гидрофизических условий прибрежных и открытых районов моря рассмотрены в коллективной монографии «Изменчивость гидрофизических полей Черного моря» [15].

В настоящее время, располагая бо́льшим, чем предыдущие исследователи, материалом наблюдений в прибрежной зоне, занесенным на технический носитель, можно более детально и с большей достоверностью проследить за особенностями сезонной и многолетней изменчивости гидрометеорологического режима и выявить механизмы ее формирования.

4.2. ХАРАКТЕРИСТИКА ИСПОЛЬЗОВАННЫХ МАТЕРИАЛОВ И РАЗВЕДОЧНЫЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Временны́е ряды наблюдений гидрометеорологических станций и постов можно рассматривать как отдельные реализации случайных процессов. Для анализа их изменчивости необходимо правильно выбрать алгоритм статистического оценивания вероятностных характеристик с учетом специфики натурных данных. В соответствии с работой [122] обработка временны́х рядов проводилась в два этапа: предварительный или разведочный анализ данных, статистическая обработка собранных материалов и исследование закономерностей изменчивости режима моря.

Для анализа использованы многолетние наблюдения за температурой воды и соленостью в 32 пунктах советского побережья моря, а также информация по п. Варна за период 1933—1980 гг. по температуре воды и за 1942—1956 гг. — по солености в виде средних месячных значений. Всего охвачено наблюдениями свыше 2000 км территории морского побережья. Среднее расстояние между пунктами наблюдений 60 км. Следовательно, в пространственной области эти данные могут привлекаться для изучения изменчивости в синоптическом (десятки и первые сотни километров) масштабе и в масштабе глобальных неоднородностей (сотни и тысячи километров), а также пространственных изменений характеристик в различных частотных диапазонах.

Наибольший ряд измерений температуры воды имеется по Тарханкуту. С разрывами он достигает почти 100 лет. Самый длинный непрерывный ряд (90 лет) в Ялте. На большинстве станций наблюдения проводились лишь с 1923 г. (с перерывами в период войны) по трем и четырем срокам в сутки. На уровенных постах Приморское, Лебедевка, Тарханкут, Феодосия, Керчь, Очамчира — двухсрочные наблюдения. По солености вод имеется информации меньше, чем по температуре воды. Наиболее продолжительные наблюдения в Севастополе (85 лет с перерывами). На боль-

шинстве станций наблюдения за соленостью начаты с 1925 г. В 70-80-е г. измерения солености вод проводятся лишь в 16 пунктах.

Таким образом, по дискретности и продолжительности наблюдений данные по температуре воды большинства станций пригодны для анализа внутрисуточной, синоптической, внутригодовой и межгодовой изменчивости, а по солености — для вышеперечисленных частотных диапазонов, за исключением внутрисуточного, так как соленость определяется 1 раз в сутки.

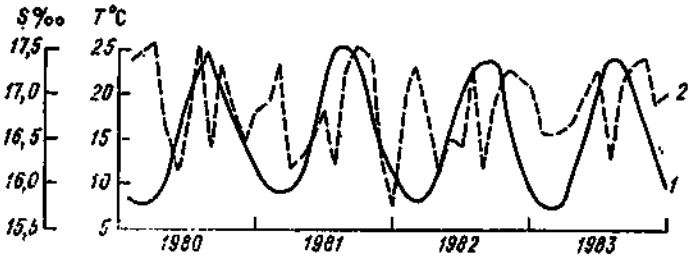


Рис. 4.1. Временные ряды средних месячных значений температуры воды (*1*) и солености (*2*) в Туапсе.

Для разведочного анализа использовались ряды средних месячных значений температуры воды и солености, для которых характерен годовой ход с различной степенью регулярности флюктуаций

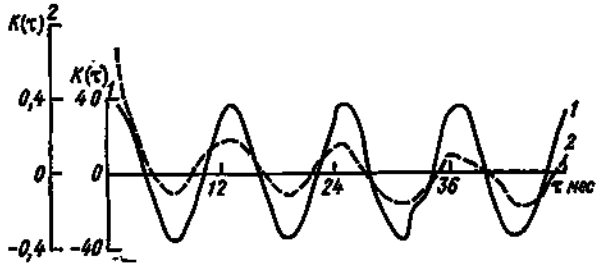


Рис. 4.2. Оценки корреляционных функций температуры воды (*1*) и солености (*2*) в Туапсе.

(рис. 4.1). Результаты корреляционного анализа этих реализаций в стационарном приближении для примера по одной станции приведены на рис. 4.2. На графиках коррелограмм видны хорошо выраженные незатухающие колебания годовой цикличности у температуры воды и близкой к годовой — у солености. Оценки функций спектральных плотностей (рис. 4.3) показывают, что в диапазоне внутригодовой изменчивости спектры близки к линейным. Максимумы наблюдаются на частоте годовой гармоники и ее обертонов. Причем, если у температуры воды годовая цикличность значительно превосходит полугодовую, то у солености и количество обертонов и их величина дают больший вклад в изменчивость годового хода. Это свидетельствует о том, что годовой ход температуры имеет синусоидальный характер, в то время как у солености он имеет более сложную форму. Наличие максимума на нулевой частоте у спектра солености говорит о присутствии в анализируемом ряду средних месячных значений многолетней тенденции. Следовательно, гипотезу о стационарности исходных временных рядов целесообразно заменить гипотезой об их периодической коррелированности [121], и проводить анализ методами теории периодически коррелированных случайных процессов (ПКСП). При вычислении оценок вероятностных характеристик ПКСП исходный ряд формируется по значениям в точках, кратных периоду коррелированности, стационарных последовательностей. Анализ процесса

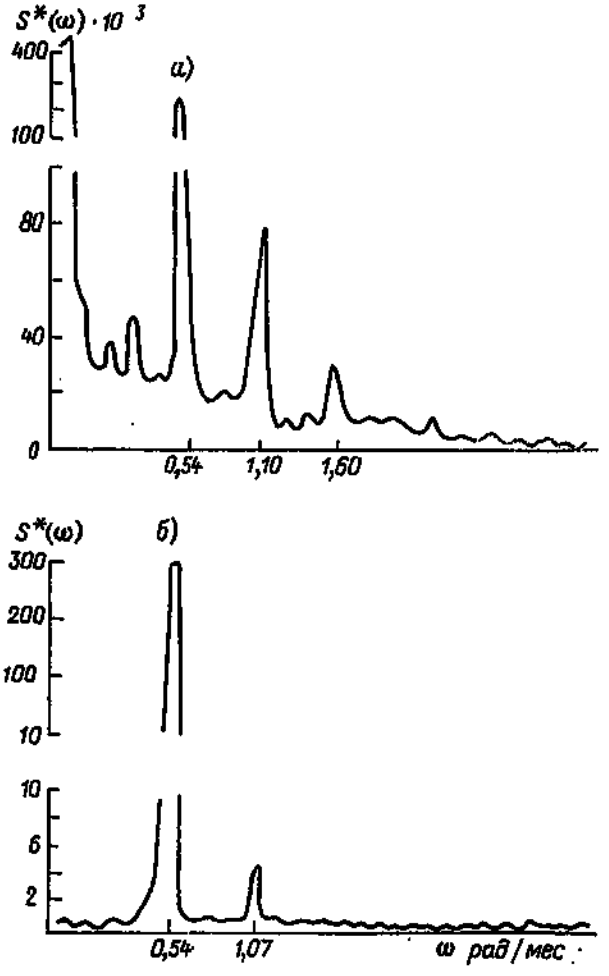


Рис. 4.3. Оценки спектральных плотностей солености (*а*) и температуры воды (*б*) в Туапсе.

в ПКСП-приближении состоит в вычислении оценок математического ожидания $m_\xi(t)$, дисперсии $D_\xi(t)$ и корреляционной функции $K_\xi(t, \tau_1)$ на периоде коррелированности τ по формулам [121]:

$$m_\xi(t) = M\{\xi(t + K\tau)\}; \quad (4.1)$$

$$D_\xi(t) = M\{[\xi^0(t + K\tau)]^2\}; \quad (4.2)$$

$$K_\xi(t, \tau_1) = M\{\xi^0(t + K\tau) \times \xi^0(t + \tau_1 + n\tau)\}, \quad (4.3)$$

где

$$\xi^0(t) = \xi(t) - m^*(t).$$

Анализ типа распределения выборки, взятой на периоде коррелированности $\tau = 1$ год, проведен по методу спрямленных диаграмм. Данные удовлетворительно спрямляются на вероятностной сетке нормального закона (рис. 4.4), что позволяет перейти от анализа параметров (средних, дисперсий) к оценкам повторяемости и обеспеченности

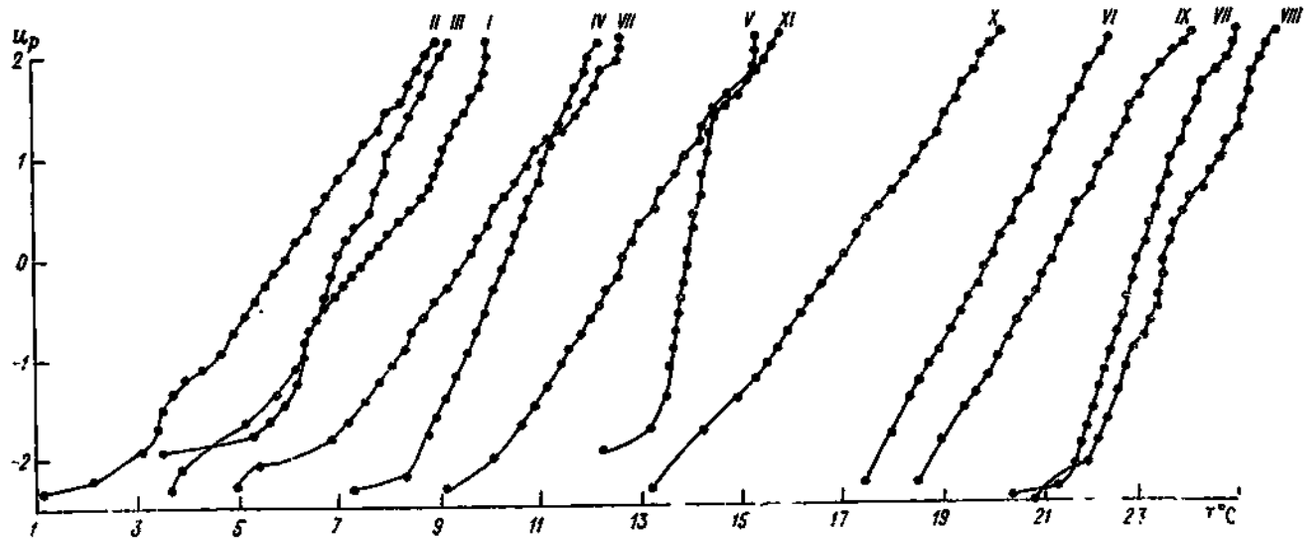


Рис. 4.4. Спрямление выборочных функций распределения температуры воды для 12 месяцев по сетке нормального закона.

заданных значений с учетом вида распределения. Наличие отклонений эстремальных значений от прямой на рис. 4.4, особенно характерное для более коротких рядов солености, свидетельствует о необходимости привлечения для анализа робастных процедур оценивания, как это рекомендовано в работе [122].

Закономерности корреляционной зависимости, описываемой видом функции $K_\xi(t, \tau)$ [43], позволяют выяснить статистическую взаимосвязь значений температуры воды между различными месяцами внутри года (рис. 4.5), а также между одноименными месяцами различных лет (рис. 4.6).

Внутригодовые корреляционные зависимости имеют вид затухающих экспоненциально-косинусных функций не симметричных относительно нулевого сдвига. Для температуры воды внутригодовые коэффициенты корреляции существенны для

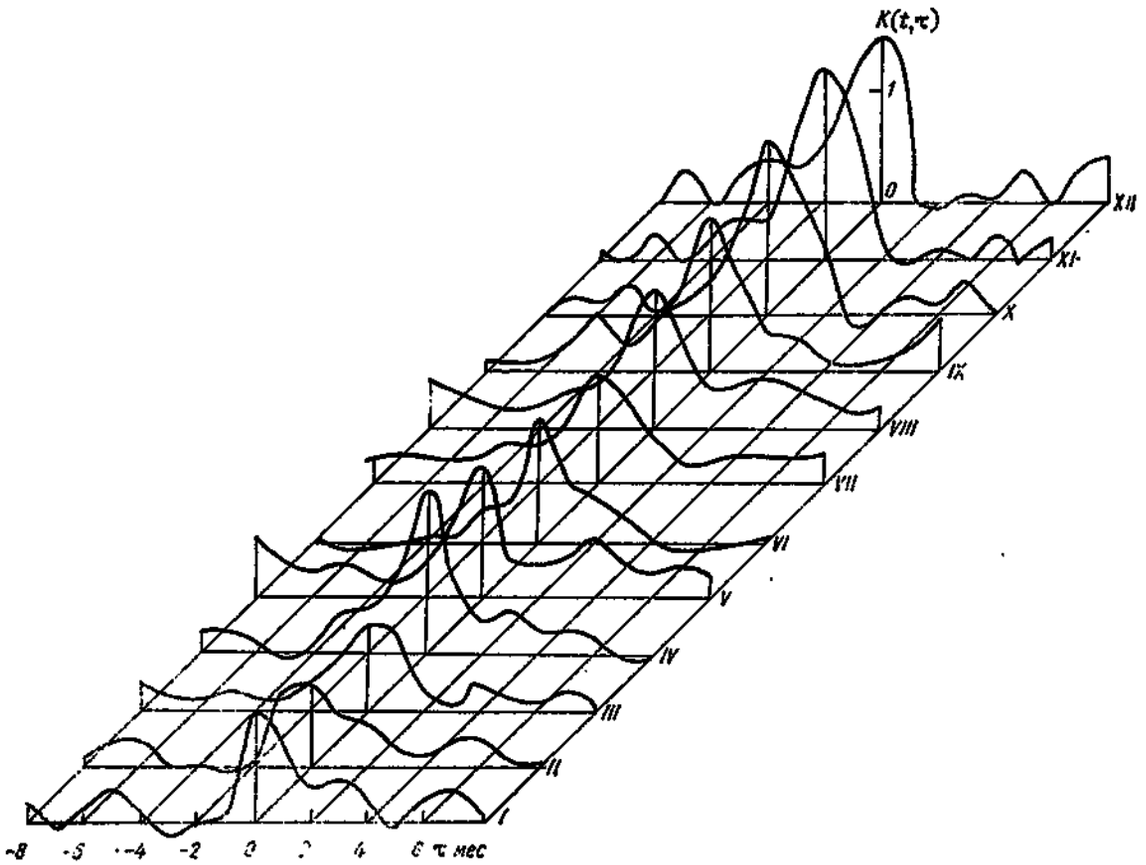


Рис. 4.5. Корреляционная поверхность для температуры воды. Батуми, °С.

соседних месяцев и превышают 0,5—0,6. В Батуми между январем и февралем коэффициент корреляции 0,76, июлем и августом 0,71, ноябрем и декабрем 0,73. Следовательно, возможно прогнозирование средней месячной температуры воды последующего месяца на основании температуры предшествующего для большинства пунктов наблюдений. Корреляция между первым и третьим месяцем уже значительно меньше и коэффициент обычно не превышает 0,4.

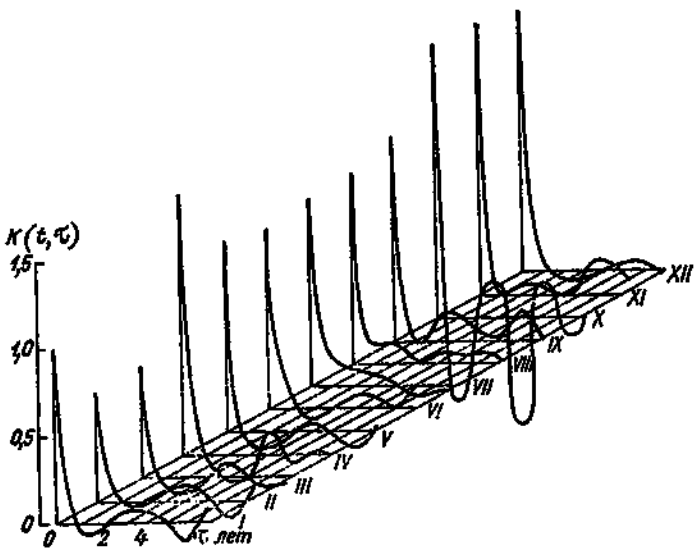


Рис. 4.6. Корреляционная поверхность сезонных и межгодовых изменений температуры воды. Батуми, °С.

То, что коррелограммы имеют вид затухающих косинусоид, свидетельствует, что ПКСП-приближение лучше описывает специфику процесса. Переход к переменному $m_{\bar{z}}(t)$ позволил устранить регулярную составляющую, обусловленную сезонным ходом. Автокоррелограмма круто спадает на начальном этапе, а затем напоминает автокоррелограмму суммы гармонического колебания малой мощности и случайного шума. Эти отклонения указывают на присутствие в структуре процесса квазипериодической составляющей, обусловленной межгодовой изменчивостью, т. е. колебания температуры воды имеют полициклический характер.

Средний период межгодовых флюктуаций средних месячных значений — около 4 лет, а радиус корреляции 2—3 года в летний период и около года во все остальные сезоны, что свидетельствует о большей устойчивости температурных аномалий летних сезонов. Коэффициент корреляции данных со сдвигом 1 год не превышает 0,3, имея, как правило, значение, близкое к 0,1.

Проведенный таким образом анализ внутри- и межгодовых корреляционных зависимостей показал, что для расчета статистик и построения регрессионных зависимостей между данными наблюдений станций необходимо делать выборки элементов на периоде коррелированности 1 год. В этом случае будет соблюдена предпосылка о квазинезависимости друг от друга отдельных наблюдений одной и той же переменной, используемой в регрессионном анализе. В противном случае происходит резкое сокращение числа эффективных наблюдений.

4.3. ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ

4.3.1. Внутригодовая изменчивость

Сезонные колебания температуры воды, связанные с влиянием гелиофизических факторов, характеризуются частотным диапазоном $2\pi/\tau_1 < \omega < 2\pi/\tau_2$, где $\tau_1 = 1$ год, $\tau_2 = 1$ мес. С одной стороны, они происходят под влиянием неравномерного по пространству и переменного во времени воздействия внешних факторов: колебаний внешнего теплового баланса, речного стока, водообмена со Средиземным и Азовским морями. С другой, оказывается внутренняя реакция водоема на внешние воздействия, связанная с его морфометрией, объемом вод, циркуляцией и структурой, обусловливающими развитие комплекса разномасштабных и разнохарактерных волновых и вихревых образований, оказывающих влияние на пространственно-временные изменения гидрологических элементов и полей.

Из проведенного разведочного анализа следует, что для имеющихся рядов желательно применять робастные процедуры оценивания. В работе [122] рекомендовано для оценки центра выборки пользоваться трехсредним x, являющимся квантильной оценкой, вычисляемой по формуле $x = (x_{0,25} + 2\mathrm{Me} + x_{0,75})/4$, где Me — медиана. В случае достаточно длинных рядов x совпадает с $m_{\bar{z}}(t)$ с точностью, равной точности измерения анализируемого параметра, в других случаях в меньшей степени зависит от случайных выбросов. Значения функции $x = \overline{T}$, приведенные в табл. 4.1, показывают средний ежегодно повторяющийся образ сезонного хода (среднее месячное многолетнее значение). Для наглядности на рис. 4.7 представлены для наиболее характерных станций различных участков прибрежной акватории статистические характеристики средней месячной температуры воды в виде так называемых ящиков с усами [122]. Они характеризуют центр выборки — медиану, экстремумы, размах колебаний, асимметрию, разброс данных — интерквантильное расстояние. Такое представление позволяет наглядно проследить, как в течение года меняются эти параметры на каждой станции и как они соотносятся в различных пунктах побережья. Динамика их центров характеризует климатический образ сезонного хода.

Наименьшая средняя месячная температура поверхностного слоя воды в прибрежной зоне на большинстве станций наблюдается в феврале, что в целом согласуется с общим ходом теплового баланса [34]. Именно в феврале суммарное выхолаживание моря достигает максимума практически по всем районам, за исключением северо-востока, где оно наступает в марте.

В то же время соотношение теплопотерь моря и значений температуры воды не всегда согласуются, что связано с поступлением более теплых вод, приносимых основным черноморским течением (ОЧТ) и особенностями морфометрии прибрежных районов. Так, в мелководном и относительно изолированном Каркинитском заливе наименьшая средняя месячная температура воды близка к 0 °С, в то время как в северо-восточном районе, в котором выхолаживание в 2 раза сильнее, чем в северо-западном, наименьшая температура воды

Таблица 4.1

Средняя месячная температура воды в прибрежных районах моря, °С

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	XI	X	XI	XII
Варна	5,3	4,4	5,4	9,3	14,7	19,7	22,5	23,3	21,2	17,0	12,6	8,5
	9,3	9,1	8,9	11,6	18,5	22,8	25,9	25,7	23,8	19,5	15,8	10,7
	1,3	—0,5	2,4	7,2	12,0	14,8	16,7	19,6	17,2	14,5	9,8	5,3
Приморское	1,7	1,3	3,5	9,3	14,9	19,3	21,0	21,8	18,9	13,9	8,6	4,3
	5,8	4,5	6,5	12,7	18,4	24,8	25,6	25,4	21,6	17,4	12,6	9,5
	—0,8	—0,7	0,3	6,2	11,9	14,9	16,7	17,6	16,1	10,7	5,4	1,0
Лебедевка	1,4	1,1	3,0	8,2	14,1	18,3	20,1	21,2	18,9	14,1	8,9	4,6
	6,1	4,0	5,6	10,9	17,7	21,5	24,5	23,9	21,2	17,4	10,8	7,6
	—0,4	—0,8	0,5	5,8	11,3	14,2	17,1	18,7	16,3	11,4	6,0	2,4
Ильичевск	1,7	0,8	2,6	7,4	13,4	17,8	19,4	20,1	18,4	14,5	9,2	5,3
	5,8	3,7	5,5	10,7	16,6	20,6	22,5	23,6	21,3	17,3	12,5	7,8
	—0,4	—0,7	—0,3	4,8	10,7	14,4	15,5	17,5	14,7	10,6	7,4	3,0
Одесса	1,3	0,7	2,4	7,8	14,5	18,4	20,0	20,6	18,4	14,2	9,3	4,6
	5,6	3,5	5,5	10,8	18,1	21,7	23,8	24,2	22,0	17,1	13,6	8,3
	—0,8	—0,9	—0,4	4,0	10,4	14,2	14,8	17,0	13,3	10,6	5,8	1,1
Очаков	0,3	0,2	2,4	9,6	17,2	21,3	23,2	22,6	18,6	12,7	6,9	2,2
	2,8	2,3	5,6	12,7	19,9	24,2	26,0	25,0	21,8	16,1	10,2	6,2
	—0,6	—0,4	0,0	5,1	14,2	19,4	21,3	20,0	16,5	9,2	2,6	—0,1
Тендра	2,1	1,4	2,9	8,2	14,4	19,1	21,1	21,7	18,9	13,7	8,6	4,3
	4,1	4,1	5,9	11,3	16,8	21,3	23,2	24,2	21,1	16,2	11,7	8,2
	—0,2	—0,8	—0,6	5,9	11,4	17,0	18,4	19,4	16,0	10,4	4,6	1,1
Скадовск	—0,2	—0,0	2,9	10,9	18,2	22,5	24,6	24,2	19,8	13,1	7,2	1,7
	3,2	3,5	6,8	14,3	20,7	25,2	27,3	26,3	29,1	16,5	12,1	6,5
	—1,1	—1,0	—0,6	6,7	15,9	20,3	22,1	21,9	17,4	8,6	1,2	—0,9
Хорлы	—0,1	—0,0	3,5	11,3	18,3	22,3	24,4	23,6	19,3	12,9	6,9	2,1
	3,3	3,7	6,7	14,9	21,0	25,3	27,1	26,0	22,6	16,3	11,5	6,3
	—1,1	—1,0	—0,8	6,8	15,1	20,0	22,2	21,6	16,8	8,6	1,5	—0,8
Стерегущий	1,1	0,9	2,4	10,1	17,0	21,8	23,9	23,7	19,0	12,7	6,9	2,9
	4,5	3,8	5,1	12,8	20,5	23,8	25,6	25,1	21,3	16,4	10,2	7,2
	—0,4	—0,6	0,8	8,5	14,3	18,9	22,9	22,0	16,6	8,3	1,9	0,5
Черноморское	3,1	2,7	4,3	8,9	14,6	21,0	23,2	23,1	19,9	15,2	10,5	6,3
	7,4	7,0	7,3	11,3	17,3	22,0	25,2	24,9	22,4	18,5	13,3	10,4
	—0,8	—1,0	—0,1	6,0	12,3	17,5	20,2	20,1	17,6	11,2	6,01	1,64
Тарханкут	5,4	4,8	5,8	9,4	14,3	18,6	19,8	21,6	19,5	15,3	11,4	8,0
	8,2	9,1	8,4	11,1	17,1	21,7	24,7	24,8	22,7	19,0	15,3	10,7
	2,2	0,0	2,4	6,2	11,7	14,2	15,8	16,4	14,0	12,0	8,0	4,4
Евпатория	4,3	3,9	5,6	10,1	15,0	19,4	21,3	22,3	20,0	15,5	11,1	7,0
	7,6	7,7	8,3	12,0	17,0	21,9	24,8	25,1	23,0	18,6	13,9	10,3
	—0,4	—1,0	1,8	7,4	12,4	17,2	18,4	19,4	17,5	11,5	7,0	2,7
Севастополь	7,3	6,7	7,5	10,1	14,8	19,9	22,9	23,5	21,1	17,1	13,1	9,7
	9,8	9,3	8,9	11,6	17,6	22,9	25,5	25,9	23,5	20,3	16,2	18,8
	4,9	1,7	4,0	7,7	12,6	17,5	19,7	20,8	18,3	13,1	9,9	6,0
Херсонесский маяк	7,7	7,1	7,6	10,2	17,8	19,2	21,6	22,9	20,3	16,4	12,5	9,7
	10,0	9,1	9,5	11,9	17,5	22,7	25,1	26,6	23,4	19,9	15,5	12,2
	4,2	4,0	3,1	7,6	10,7	16,5	19,0	19,6	17,5	10,4	9,4	3,7
Ялта	8,5	7,8	7,9	9,6	13,9	18,4	21,5	23,1	21,0	17,3	13,7	10,6
	11,1	9,6	9,3	11,9	16,7	21,6	25,4	25,5	23,7	20,4	16,0	13,3
	6,7	5,8	6,1	6,6	11,5	12,5	16,2	18,7	17,6	14,2	10,3	8,8
Алушта	8,2	7,4	7,4	9,7	14,2	18,2	21,3	23,3	20,9	17,2	13,6	10,5
	10,8	9,5	9,1	12,1	16,4	21,2	25,4	25,3	23,6	20,4	16,0	12,8
	6,6	5,4	5,6	7,0	12,1	12,8	15,4	19,0	17,6	19,4	9,4	7,6
Судак	7,3	6,7	7,1	9,6	14,4	18,4	22,2	23,2	20,7	16,9	13,3	9,5
	10,2	8,8	8,6	11,6	16,2	21,2	25,1	25,0	21,9	20,6	15,8	12,0
	5,2	2,9	5,1	6,9	12,7	13,9	18,5	18,4	17,4	12,6	8,6	5,9
Феодосия	5,3	4,7	5,9	9,2	13,9	17,7	20,7	22,2	19,9	15,7	11,3	7,9
	8,2	7,8	7,7	11,6	17,1	21,2	24,6	25,3	22,9	19,8	14,3	11,0
	1,6	—0,8	2,2	6,2	10,3	13,6	15,9	15,9	15,2	10,7	7,2	3,8

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Керчь	1,9	1,4	3,6	9,5	16,5	21,5	24,1	24,1	20,3	14,6	9,3	4,9
	8,4	5,6	9,7	12,4	19,8	24,1	26,6	26,2	23,4	19,3	12,2	8,2
	—0,6	—0,6	0,5	5,0	13,9	19,2	21,5	12,4	17,9	10,1	4,6	0,7
Опасное	1,9	0,8	2,6	8,4	15,5	21,0	24,2	23,9	20,0	14,3	8,9	4,8
	5,4	5,4	6,2	10,9	22,4	23,6	25,6	26,1	23,0	18,3	12,3	7,9
	—0,7	—0,8	—0,6	1,6	12,6	19,8	21,5	21,4	16,4	9,8	6,5	—0,5
Анапа	6,9	6,2	7,2	10,2	14,7	19,6	22,8	23,5	20,9	16,6	12,8	9,3
	9,9	9,3	9,3	12,3	17,2	22,6	25,0	25,9	23,6	20,5	15,8	12,6
	3,5	1,0	3,2	7,2	12,3	17,5	20,4	20,9	18,5	13,1	9,0	4,9
Новороссийск	7,5	6,7	7,3	10,6	15,5	20,1	23,2	23,7	21,4	17,5	17,3	9,9
	9,7	8,8	9,5	13,0	18,2	22,7	26,1	26,2	24,1	20,5	16,3	12,9
	3,0	0,5	2,7	7,3	13,5	18,1	20,4	21,2	18,8	13,4	8,6	5,4
Геленджик	8,1	7,5	8,1	11,4	16,2	20,7	23,8	24,2	21,7	17,4	13,7	10,1
	10,0	9,7	10,2	14,0	18,6	23,5	26,4	26,5	24,1	20,6	16,2	12,8
	4,8	4,8	6,0	8,8	14,2	18,8	21,6	21,8	19,4	14,5	10,3	7,0
Туапсе	8,8	8,1	8,6	11,3	15,6	20,4	24,0	24,9	22,6	18,4	14,6	10,9
	10,5	10,1	11,6	14,1	18,0	23,4	26,5	27,1	25,7	21,5	17,4	14,0
	5,3	5,5	5,7	8,6	13,5	17,9	21,6	22,8	20,2	15,9	10,8	7,0
Сочи	9,5	8,6	8,9	10,9	14,8	19,6	23,7	24,8	22,9	19,2	15,3	11,7
	11,2	10,6	10,4	13,4	18,2	22,5	25,7	26,9	25,8	21,7	17,3	13,3
	7,7	6,4	6,5	8,1	12,3	16,2	20,2	23,1	21,3	16,5	12,8	9,5
Гагра	10,2	9,2	9,0	10,7	15,0	19,7	23,6	25,0	23,3	19,7	15,7	12,4
	11,8	10,8	10,4	13,4	17,7	23,6	26,5	27,0	25,9	22,0	18,4	14,8
	8,2	7,1	6,8	7,8	12,0	17,3	21,3	23,1	22,1	17,3	12,6	10,3
Пицунда	9,8	8,9	9,0	11,4	15,5	20,3	23,7	24,5	23,1	19,4	15,3	12,0
	11,2	7,6	7,9	9,3	12,9	18,2	22,1	23,0	21,7	17,7	12,9	9,7
	8,3	9,9	10,4	12,8	17,6	23,1	25,0	26,4	24,3	21,1	17,9	14,5
Сухуми	9,7	8,7	9,0	11,4	16,0	20,6	24,1	25,1	23,3	19,5	15,6	12,1
	11,6	10,5	10,8	14,2	17,7	23,8	26,1	27,2	26,1	21,7	18,2	14,4
	7,8	6,5	7,4	8,9	13,9	18,6	22,5	23,1	21,5	17,8	13,1	9,8
Очамчира	9,0	8,5	9,4	12,3	17,1	21,8	24,9	25,6	23,5	19,2	15,0	11,1
	11,5	10,6	11,9	15,2	20,2	24,6	26,6	27,8	26,1	22,1	17,0	13,5
	6,2	6,4	7,3	8,6	14,0	19,3	23,0	22,7	21,5	16,1	12,8	8,8
Поти	9,3	8,5	8,9	11,5	16,5	21,7	24,9	25,7	23,7	19,5	15,3	11,5
	11,4	10,6	11,0	14,6	19,2	25,5	26,8	28,5	26,6	22,7	17,8	13,6
	6,3	6,1	6,8	8,6	14,2	19,4	23,1	23,6	21,7	17,4	12,9	9,4
Кобулети	11,1	9,1	9,2	11,6	16,2	21,9	24,4	25,1	23,9	20,2	16,1	12,3
	11,8	10,8	11,3	13,5	19,3	23,9	26,1	27,0	26,0	22,1	18,0	14,3
	8,5	6,8	7,4	9,5	14,8	19,2	22,5	21,3	22,6	18,1	14,0	10,2
Батуми	10,4	9,0	9,1	11,2	16,3	21,6	24,4	25,4	23,9	20,2	16,5	12,7
	12,5	10,9	11,4	14,7	18,9	24,2	27,5	28,6	26,4	23,6	19,4	15,0
	8,3	7,1	6,8	8,2	13,7	19,0	22,2	23,1	20,9	17,9	13,4	10,2
Гудаута	9,8	8,7	9,2	11,3	15,5	20,7	24,5	25,7	23,7	19,7	15,9	12,1
	11,6	10,6	10,8	13,8	18,2	23,0	26,6	27,4	26,3	21,9	17,6	13,8
	7,8	6,5	7,4	8,8	14,2	18,0	22,9	24,4	22,0	17,1	13,2	9,7

Примечание. 1-я строка—средняя месячная характеристика; 2-я строка—наибольшая из средних месячных; 3-я строка — наименьшая.

около 1 °С, что может быть результатом приноса сюда ОЧТ относительно теплых вод.

В Скадовске и Хорлах наименьшая средняя месячная температура воды (около —0,2 °С) отмечается в январе, т. е. на месяц раньше, чем на остальных станциях. Здесь температура воды быстро адаптируется к температуре воздуха, достигающей минимума в январе. Ее дальнейшее понижение, несмотря на продолжающееся выхолаживание в феврале, затормаживается ледообразованием. Несмотря на отрицательный тепловой баланс северо-восточного района в марте, температура его вод начинает повышаться за счет поступлений с юга теплых вод, где в это время тепловой баланс положительный и начался прогрев вод. Следует отметить, что на колебания зимней температуры прибрежных вод западного, восточного и юго-восточного районов моря определяющее влияние оказывают значительный теплозапас, накопленный за теплый период этими приглубыми областями, а также тепловая инерционность больших водных масс.

В марте в среднем начинается прогрев прибрежной акватории, особенно интенсивный в мел-

ководных районах и на устьевых взморьях, вследствие устойчивой, затрудняющей перемешивание, стратификации морских вод, распресненных в поверхностных слоях речным стоком [4]. Поэтому температура поверхностного слоя прибрежных вод в апреле значительно выравнивается по всем районам (рис. 4.7) и становится близка к 10 °С. Зимний характер распределения температуры воды по морю сменяется весенним, когда наиболее теплыми оказываются мелководные районы. В мае, июне продолжается быстрый прогрев вод. В целом по морю теплонакопление продолжается до сентября, за исключением северо-восточного района, где оно происходит до августа. Максимум температуры воды в большинстве прибрежных районов наступает в августе. И лишь в мелководных областях северо-западного района — в июле, одновременно с максимумом температуры воздуха [135], что свидетельствует о преобладающем здесь влиянии на температуру воды теплообмена с атмосферой. Увеличение августовской температуры воды на станциях западного побережья и Тарханкута связано также с уменьшением повторяемости сгонных явлений. Наибольшая по морю средняя месячная температура воды отмечается в Поти и Гудауте (25,7 °С). Несмотря на наименьший по морю приход тепла от атмосферы в северо-восточный район, температура воды на его станциях такая же, как и в западном районе, около 23 °С, а в Керченском проливе 24 °С. Здесь сказывается эффект мелководья, отепляющее воздействие азовского потока, имеющего более высокую температуру [33]. Влияние адвективного переноса проявляется и в том, что в августе, несмотря на смену знака теплового баланса, в этом районе продолжается потепление вод. Более медленный, чем в других об-

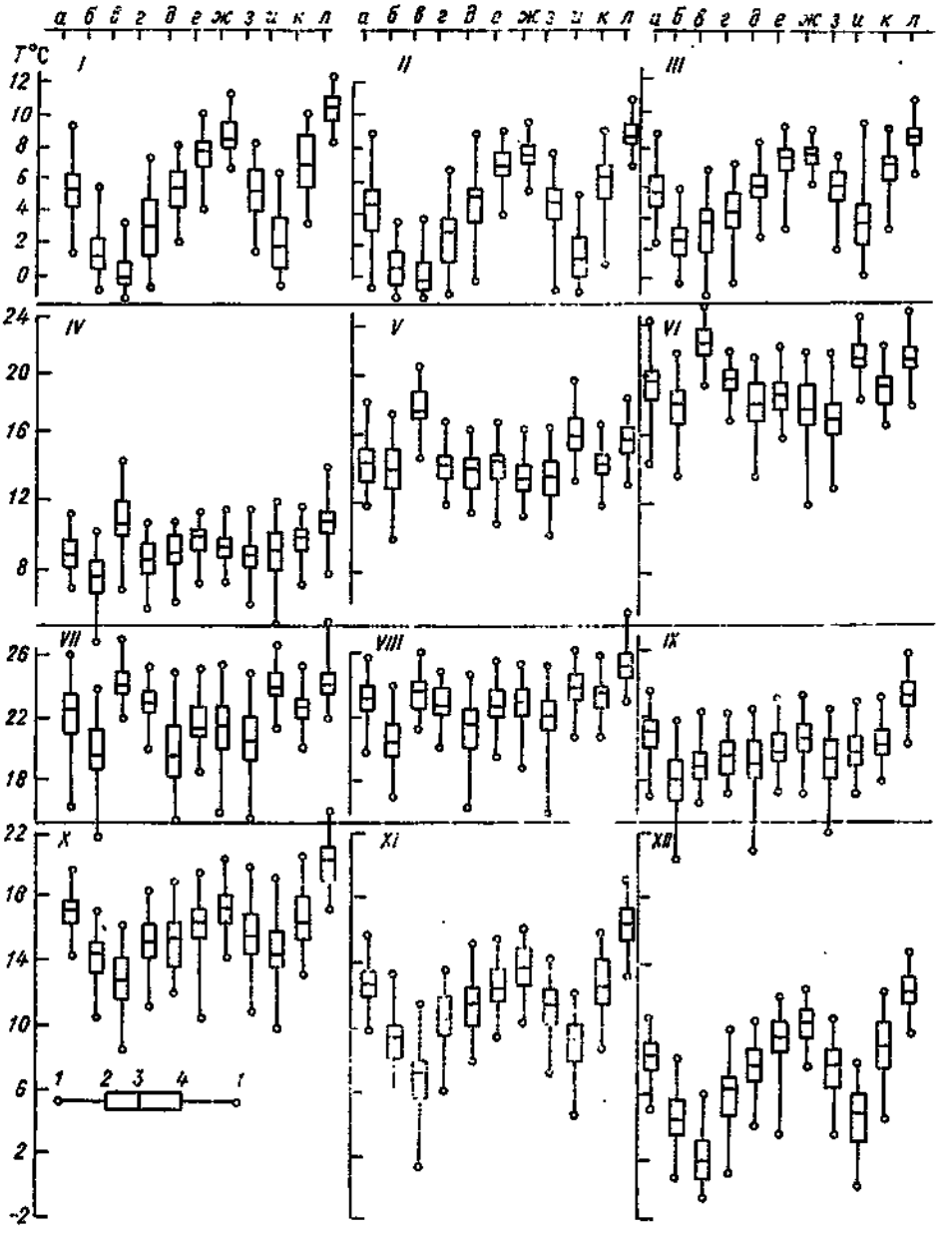


Рис. 4.7. Статистические характеристики средней месячной температуры воды в различных пунктах наблюдений.

а — Варна; *б* — Одесса; *в* — Хорлы; *г* — Черноморское; *д* — Тарханкут; *е* — Херсонесский маяк; *ж* — Ялта; *з* — Феодосия; *и* — Керчь; *к* — Анапа; *л* — Батуми; *1* — экстремумы; *2* — квантиль порядка 0,25; *3* — медиана; *4* — квантиль порядка 0,75.

ластях прогрев в летнее время вод западного побережья, у м. Тарханкут и у ЮБК обусловлен развитием здесь апвеллингов вследствие преобладания ветров западных, северных и северо-западных румбов, повторяемость которых составляет 20—30 % [105]. Амплитуда колебаний температуры воды во время сгона достигает 16—17 °С в Ялте, 10—12 °С в Одессе. В августе температура воды близка к 23 °С, а изменчивость ее по морю наименьшая. В сентябре начинается повсеместное выхолаживание вод с опережением в мелководных районах и на устьевых взморьях, вследствие чего уже в октябре наблюдается зимний тип распределения температуры поверхностного слоя прибрежных вод по морю с минимумами в мелководных и максимумами в относительно приглубых областях.

Большая изменчивость температуры воды по пространству и малая во времени характерны для зимнего периода. Обратная картина наблюдается весной. Летом изменчивость температуры мала во времени и по пространству, к осени она значительно увеличивается.

Проведенный анализ показывает, что сезонный ход температуры воды наиболее ярко выражен в мелководных районах. Наибольший размах колебаний годового хода температуры поверхностного слоя прибрежных вод (табл. 4.2) отмечается на станциях северо-западного района (24 °С) и в Керченском проливе (23 °С). Воды этих районов, вовлекаясь в водообмен, также оказывают на термику глубоководных областей соответствующее сезону влияние.

Значительно ниже изменчивость температуры поверхностного слоя вод в Ялте, Феодосии, Анапе, Туапсе, Батуми (15—17 °С). Динамика вод здесь сглаживает, как было показано выше, влияние сезонного хода теплового баланса через поверхность моря. Особенно ярко это видно на примере Ялты. Годовой размах колебаний температуры воды в этом районе самый низкий по морю (15,3 °С). Зимой воды этого района отепляются затоком более теплых вод из юго-восточных районов моря, летом охлаждаются апвеллингами. Играет роль также относительная глубоководность района и его защищенность Крымскими горами от холодных северных ветров.

В табл. 4.3 представлена внутрисезонная динамика годового хода максимальных по морю контрастов средней месячной температуры поверхностного слоя прибрежных вод. Наибольшего значения (10,3—10,6 °С) они достигают зимой — между теплыми водами юго-восточного района и холодными северо-западного. К апрелю различия в температуре воды убывают до 3,5 °С за счет быстрого прогрева мелководных областей. В летние месяцы наибольшая разность температуры воды между районами медленно возрастает до 4,4—4,8 °С. С апреля по июнь максимум температуры воды отмечается в мелководных областях, минимум — в апвеллинговых. С июля область наиболее высокой температуры воды занимает юго-восточную часть моря. С октября минимум температуры воды наблюдается в мелководных районах.

Максимальная по морю из средних месячных температура воды (28,6 °С) отмечена в августе 1940 г. в Батуми, минимальная (—0,8 °С) — в марте 1929 г. в Хорлах. Следовательно, максимальный размах внутригодового хода средней месячной температуры воды по морю за многолетний период равен 29,4 °С.

Анализ экстремальных значений средней месячной температуры воды (рис. 4.7) показывает, что их ход повторяет сезонный ход средних величин, что свидетельствует об обусловленности экстремумов крупномасштабными климатическими процессами, протекающими над всем морем и приводящими ко всеобщему охлаждению или потеплению вод [135]. Только в мелководных районах зимние минимумы расположены асимметрично, что является следствием ледообразования и стабилизации температуры воды вблизи точки замерзания, являющейся асимптотой. Гистограмма распределения температуры воды на этих станциях в зимние месяцы имеет значительную положительную асимметрию.

Таблица 4.2

Размах колебаний годового хода температуры воды

Станция	ΔT °С	Станция	ΔT °С
Варна	18,9	Ялта	15,3
Одесса	19,9	Феодосия	17,5
Хорлы	24,3	Керчь	22,7
Черноморское	20,5	Анапа	17,3
Тарханкут	16,8	Туапсе	16,8
Херсонесский маяк	15,8	Батуми	16,4

Таблица 4.3

Наибольшие контрасты температуры воды в прибрежной зоне

Месяц	Станции	Разность температуры воды, °С
Январь	Батуми — Хорлы	10,3
Февраль	Батуми — Хорлы	9,0
Март	Батуми — Одесса	6,7
Апрель	Батуми — Одесса	3,5
Май	Хорлы — Ялта	4,4
Июнь	Хорлы — Феодосия	4,6
Июль	Батуми — Одесса	4,4
Август	Батуми — Одесса	4,8
Сентябрь	Батуми — Одесса	5,5
Октябрь	Батуми — Хорлы	7,3
Ноябрь	Батуми — Хорлы	9,6
Декабрь	Батуми — Хорлы	10,6

По многолетнему ряду средних месячных значений температуры воды, взятых на периоде коррелированности, были рассчитаны кривые обеспеченности, позволяющие получить полную совокупность средних месячных значений температуры и процентную обеспеченность каждого отдельного ее значения. С целью дать количественную характеристику годового распределения температуры воды и взаимосвязи внутри годового цикла были построены поверхности распределения, как это рекомендовано в работе [104]. При этом использована так называемая ядерная оценка функции распределения согласно работе [122], имеющая лучшие статистические показатели при ряде априорных распределений и для аппроксимации по выборкам малой длины, чем традиционно используемая кумулянта:

$$F^*(x_k) = \sum_{x_1}^{x_k} \frac{1}{n-h} \sum_{i=1}^{n} K\left(\frac{x_n - x_i}{h}\right), \qquad (4.4)$$

где K — ядро, имеющее при малых выборках оптимальную форму

$$K\left(\frac{x-x_i}{h}\right)=\frac{1}{\sqrt{2\pi}h}\exp\left[-(x-x_i)^2/2h^2\right]; \quad (4.5)$$

$h=\rho'_m(b-a)/3$; b и a — границы изменчивости элементов выборки. Оптимальное значение ρ'_m, зависящее от типа распределения и длины выборки, подбиралось методом последовательных итераций.

Полученная оценка характеризует температуру воды конкретного месяца с бóльшим основанием, чем многолетнее среднее месячное значение и может рассматриваться в качестве климатической нормы. Совокупность этих кривых в виде поверхности распределения температуры воды во времени представляет всю совокупность значений температуры воды за год и изменение ее обеспеченности во времени. На рис. 4.8 приведены графики для наиболее характерных станций выделенных районов. По ним можно определить время перехода температуры воды через заданное значение с заданной вероятностью или решить вопрос о вероятности перехода температуры в заданный срок через заданное значение; подсчитать продолжительность времени, в течение которого температура с заданной вероятностью будет превышать

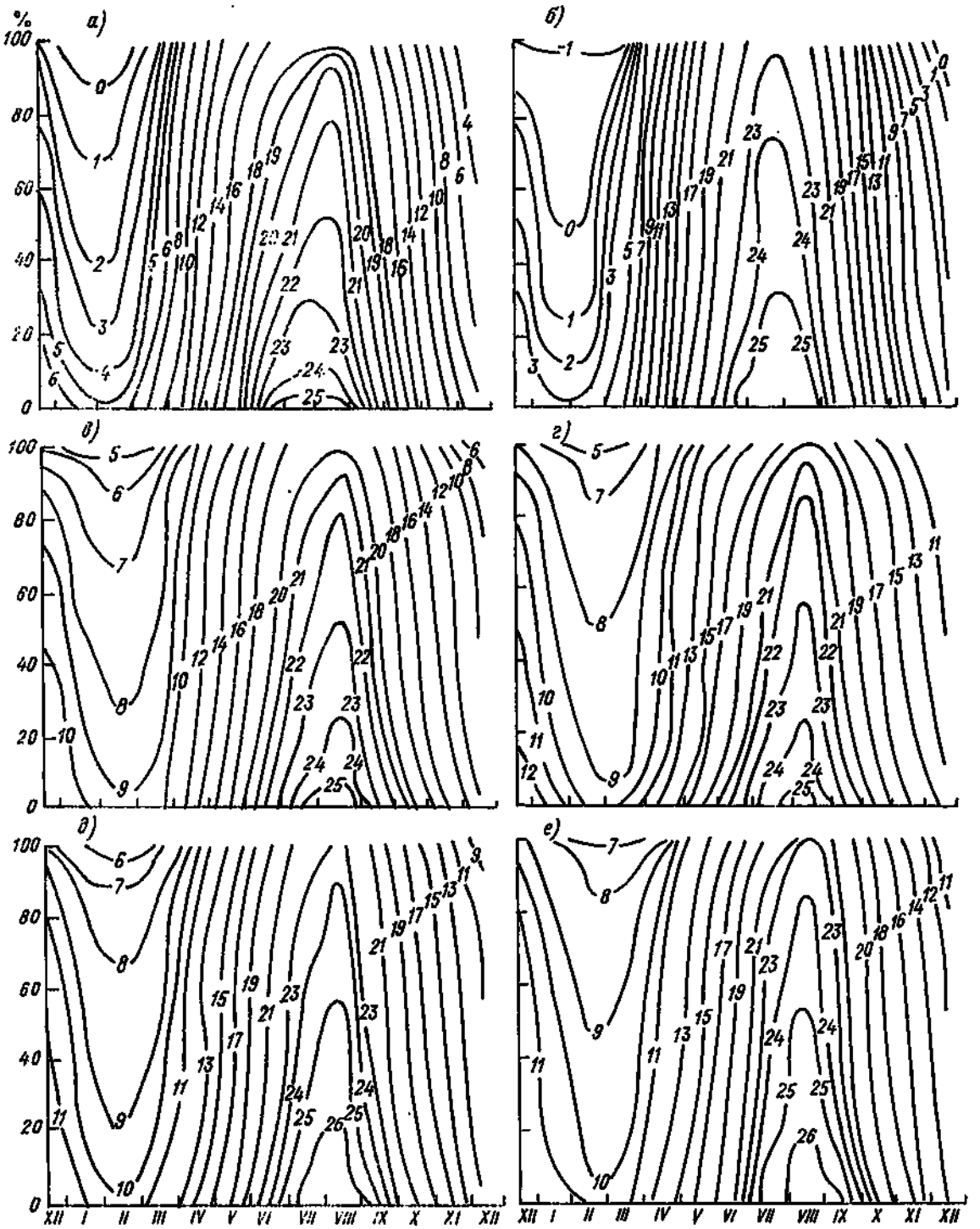


Рис. 4.8. Распределение обеспеченности температуры воды на станциях Приморское (*а*), Хорлы (*б*), Херсонесский маяк (*в*), Ялта (*г*), Туапсе (*д*), Сочи (*е*).

интересующее нас значение; определить скорость прогрева или охлаждения вод разной обеспеченности. Приведенные распределения, построенные по многолетним данным, подчеркивают характерные режимные особенности районов. Так, для северо-западной части можно определить, что обеспеченность превышения температуры 0 °С в Приморском равна 90 % с третьей декады января до конца второй декады февраля, а в Хорлах она близка к 50 % с середины января до середины февраля. Для этого района характерна наиболее высокая скорость прогрева и охлаждения вод, о чем свидетельствует густота изолиний. В июле, августе спектр распределения средней месячной температуры в Приморском составляет 18—25 °С, в Хорлах — 23—25 °С, причем 50 %-ную обеспеченность в Приморском имеет температура 22 °С, а в Хорлах 24,5 °С, что свидетельствует о более значительном прогреве вод данного района моря.

На станциях Крыма распределение температуры воды заданной обеспеченности имеет схожий характер. По сравнению с северо-западной частью для них характерно некоторое запаздывание времени наступления минимальной и максимальной температуры воды, что выше объяснялось относительной глубоководностью данных районов моря. Период с минимальной температурой воды здесь более растянут. Так, температура 8 °С с 50 %-ной обеспеченностью отмечается в районе Херсонесского маяка с середины января до середины марта, а 9 °С с 50 %-ной вероятностью в Ялте — с первой декады января до конца марта.

Для участка прибрежных вод кавказского района, как указывалось, характерны самые высокие по морю значения температуры воды. В районе Туапсе с 90 %-ной вероятностью температура воды превышает 7 °С с третьей декады января по конец февраля, а летом — с 20 %-ной обеспеченностью превышает 26 °С с конца первой декады августа по третью и 25 °С — с середины июля по конец августа.

4.3.2. Многолетняя изменчивость

Анализ многолетней изменчивости, трендов и флюктуаций рядов выполнен по средним годовым и средним месячным значениям температуры воды.

На рис. 4.9 представлены статистические характеристики выборки средних годовых значений температуры воды на гидрометеорологических станциях за весь период наблюдений в виде «ящиков с усами».

Из сопоставления этих данных с ходом теплового баланса Черного моря видно (рис. 4.9), что их распределение вдоль побережья не везде тождественно. В юго-восточной части моря (южнее Очамчира) результирующая среднего годового многолетнего теплового баланса положительна, вследствие чего для станций этого района характерна наибольшая средняя годовая температура вод. От Сочи к Новороссийску происходит быстрый рост отрицательных значений теплового баланса (от —500 до —3000 МДж/м²). Однако падение температуры воды не столь значительно и составляет 1,5—2,0 °С. Средняя многолетняя годовая температура этой акватории близка к 14,5 °С и примерно равна температуре у ЮБК, где выхолаживание за год составляет — 500—1000 МДж/м². Аналогичная картина характерна и для северо-западного района. Здесь выхолажива-

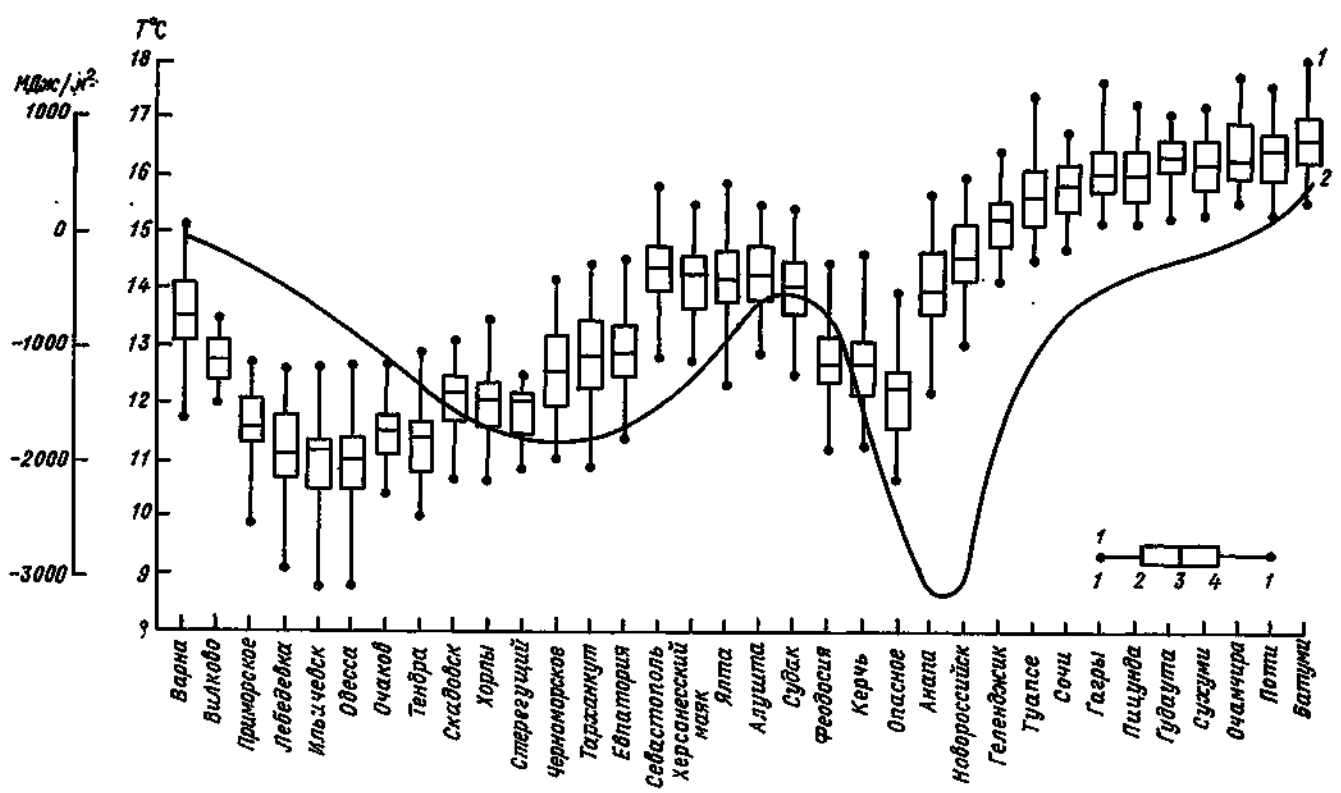


Рис. 4.9. Статистические характеристики средней годовой температуры воды (*1*) и среднее многолетнее распределение результирующей теплового баланса моря (*2*).

Усл. обозначения см. рис. 4.7.

ние у восточного побережья за год около —1500, у западного —500 МДж/м², а средняя годовая температура воды за многолетний период 12,8 и 11,2 °С соответственно. В среднем температура воды северо-западной части на 1 °С ниже, чем в прикерченском районе, хотя последний выхолаживается сильнее. Такая несогласованность хода теплового баланса моря и температуры поверхностного слоя прибрежных вод объяснена нами выше наличием мощного и устойчивого во все сезоны [15] потока сравнительно теплых вод, переносимых ОЧТ из юго-восточного района, а также циклоническими круговоротами из центральных областей моря, что хорошо прослеживается на картах распределения температуры поверхностного слоя в виде языков теплых вод [3].

Ход экстремумов в основном повторяет ход медиан. Это свидетельствует, как отмечено в работе [135], что самые крупные аномалии распространяются одновременно на большую территорию. Некоторые отклонения на отдельных станциях обусловлены перерывами наблюдений. В частности, в Стерегущем, Сочи, Гудаута в 1966 г. (когда зарегистрирована на соседних станциях высокая температура воды) наблюдения не проводились.

Для определения многолетних тенденций применен метод наименьших квадратов для рядов наблюдений за период 1923—1985 гг. Достоверность результатов оценивалась по критерию Фишера. Рассматривались только тренды, у которых нуль-гипотеза для углового коэффициента отвергается на 95 %-ном уровне значимости.

Анализ рядов средних годовых значений температуры воды не выявил значимых тенденций на большинстве станций, что свидетельствует об отсутствии за этот период однонаправленных климатических и антропогенных влияний. В то же время в Анапе и Ялте отмечен положительный тренд около 0,8 °С, что согласуется с данными, полученными в работе [106].

Для более детального анализа тенденций температуры воды во взаимосвязи с факторами, их обусловливающими, проведен расчет трендов рядов средних месячных значений температуры воды и воздуха, выбранных на периоде коррелированности. Выявленные значения тенденции (табл. 4.4, 4.5) показывают их взаимообусловленность. Так, в декабре в северной части Каркинитского залива (Хорлы) отмечается многолетнее увеличение температуры поверхностного слоя воды. Аналогичная тенденция выявлена и для температуры воздуха. Термика этого мелководного и относительно изолированного района моря в значительной степени определяется климатическими изменениями. Поэтому не вызывает сомнения обусловленность потепления вод этого района увеличением средней декабрьской температуры воздуха. А так как в этот период температура воздуха ниже температуры воды, то можно говорить о замедлении выхолаживания данного района моря. Положительные тенденции температуры воздуха прослеживаются также в Одессе и Черноморском, но бо́льшие глубины и более интенсивная динамика сглаживают их влияние на температуру вод этих районов моря. Здесь также отмечаются положительные тенденции температуры воды, но с меньшей, чем 95 %-ной, вероятностью значимости. В январе наблюдаются положительные тренды в Одессе, Новороссийске, а в феврале в Евпатории, Севастополе, Анапе, Новороссийске. Аналогичная тенденция просматривается и по температуре воздуха (за исключением Анапы, Новороссийска, где положительные тренды ниже уровня значимости). Некоторое запаздывание появления тренда на этих станциях по отношению к станциям северо-западной части моря обусловлено большими глубинами и, следовательно, большей инертностью температуры воды в этих районах. Отсутствие трендов температуры воды в северо-западной части моря в феврале можно объяснить ледообразованием у берега, затормаживающим дальнейшее понижение температуры воды. В марте, апреле положительные тенденции отмечаются в районах Кавказского побережья (в Анапе, Сочи, Гаграх, Очамчира).

Таблица 4.4

Размах тренда средней месячной температуры воды 95 %-ного уровня значимости

Станция	Период	Размах колебаний, °С											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Варна	1933—1980							—2,2	—1,6		—1,1	—1,2	
Приморское	1945—1985						—2,7	—3,0					
Одесса	1923—1985	1,4				—1,9		—1,7					
Тарханкут	1923—1985					—1,7		—2,1				—1,4	
Хорлы	1923—1985												1,4
Черноморское	1923—1985							—1,6	—1,4			—1,6	
Евпатория	1923—1985		1,7										
Севастополь	1923—1985		1,2			—1,2	—1,2						
Херсонесский маяк	1923—1985							—1,9	—1,4				
Ялта	1923—1985											—1,3	
Феодосия	1923—1985											—1,4	
Анапа	1923—1985		1,9	1,2	1,2								
Новороссийск	1923—1985	2,4	2,7	1,4		—1,1	—1,2	—1,6	—1,1				2,1
Сочи	1923—1984				0,9				—1,1				
Гагры	1927—1985			0,9	1,6		1,4						
Сухуми	1926—1985								—1,2				
Очамчира	1929—1985				1,8				—1,5	—1,2			
Поти	1923—1984							—0,9	—1,1				
Батуми	1923—1985								—1,4	—1,2		—1,4	

Таблица 4.5

Размах колебаний (°С) средней месячной температуры воздуха для тренда 95 %-ного уровня значимости

Станция	Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Одесса	1923—1985							—2,0			—1,8		2,1
Хорлы	1923—1985												3,0
Черноморское	1927—1985							—1,4	—0,9				3,2
Евпатория	1923—1985		1,7										
Севастополь	1923—1985		2,4				—1,3						
Херсонесский маяк	1923—1985				1,2			—1,1					
Ялта	1923—1985							—1,4					
Феодосия	1923—1985							—1,4					
Керчь	1923—1985				1,4								
Новороссийск	1923—1985				2,0								2,3
Очамчира	1930—1985							—1,1	—1,6				
Поти	1923—1985							—0,8	—1,6	—1,4	—1,9	—1,9	
Батуми	1924—1983		3,4	3,1	3,1								

Характерно влияние азовского потока на гидрологию предпроливной области моря. Как отмечено в работе [33], азовские воды с октября по апрель оказывают охлаждающее действие, а с мая по сентябрь — отепляющее на северо-восточную часть моря. Анализ тенденций притока азовских вод в холодный период показал наличие отрицательного тренда с размахом 6,3 км³ [2]. Азовские воды, будучи на 5 ‰ преснее черноморских, растекаются в поверхностных слоях, увеличивая их устойчивую стратификацию. В случае ее уменьшения при отрицательной тенденции азовского потока осенне-зимнее выхолаживание распространяется на бо́льшие глубины и, следовательно, в меньшей степени оказывает влияние на колебания температуры поверхностного слоя. Таким образом, отрицательный тренд азовской составляющей водообмена через Керченский пролив может являться одной из причин положительной тенденции температуры поверхностного слоя вод прикерченского района в холодный период года.

В северо-западной части моря отрицательная тенденция отмечена в мае в Одессе и у Тарханкута. По температуре воздуха в этом месяце значимой тенденции не выявлено. Естественно предположить влияние на термический режим вод северо-западной части уменьшения весенних паводков, связанное с зарегулированием и безвозвратным изъятием части пресных вод. Суммарный сток рек в этом районе, за исключением Дуная, воды которого распространяются преимущественно в южном направлении, обнаруживает в мае отрицательный тренд с размахом 12 км³, что ведет к осолонению поверхностных вод моря в этот период и, как следствие, уменьшается их устойчивость, увеличивается теплообмен с нижележащими слоями, замедляется весенний рост температуры поверхностных вод. В летние месяцы отрицательные тенденции отмечаются практически по всему побережью по температуре воды и температуре воздуха.

Таким образом, проведенный анализ показал наличие общего потепления зимой и похолодания летом, просматривающихся по тенденциям температуры поверхностного слоя воды и воздуха, свидетельствующих об их климатической обусловленности. Наличие разнонаправленных тенденций зимой и летом приводит к тому, что по рядам средней годовой температуры воды тенденций не обнаруживается. Зарегулирование речного стока и изменение его гидрографа способствовали появлению отрицательного весеннего тренда температуры воды в северо-западной части моря и положительного в зимний период в северо-восточной.

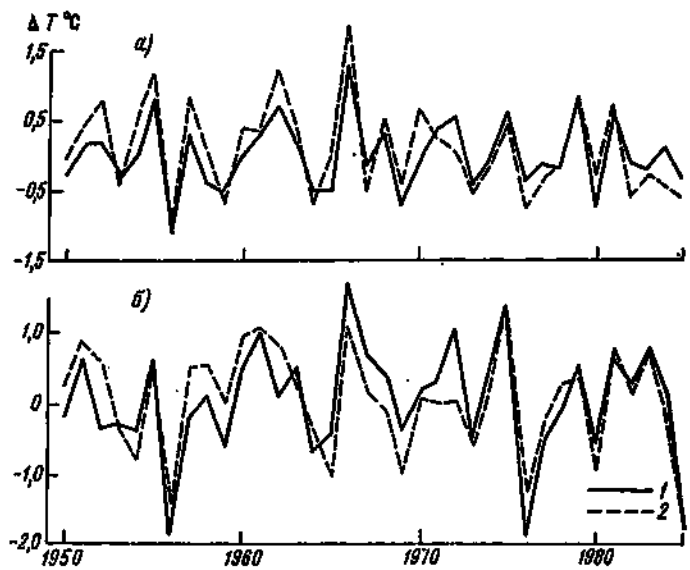


Рис. 4.10. Многолетний ход средних годовых значений температуры воды (*1*) и воздуха (*2*) на станциях Батуми (*а*) и Одесса (*б*) в отклонениях от среднего многолетнего.

Многолетний ход средних годовых значений температуры воды и воздуха для двух удаленных друг от друга станций (рис. 4.10) указывает на синхронность изменений температуры, что также отмечено в работе [8]. Корреляционное отношение температуры воды и воздуха для Батуми равно 0,85, Одессы 0,86. Следовательно, в данном масштабе осреднения изменения температуры воды определяются колебаниями климата.

Существует значимая статистическая взаимосвязь средних годовых значений температуры поверхностного слоя вод для всего анализируемого участка побережья Черного моря (табл. 4.6). Однако в большинстве случаев связь между парамет-

Таблица 4.6

Коэффициенты корреляции связи средних годовых значений температуры воды между станциями

Станция	№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Батуми	1	1	0,88	0,80	0,77	0,80	0,78	0,80	0,84	0,83	0,76	0,85	0,67	0,73
Сухуми	2		1	0,79	0,74	0,79	0,80	0,83	0,79	0,84	0,75	0,73	0,62	0,66
Туапсе	3			1	0,60	0,75	0,81	0,77	0,81	0,70	0,76	0,75	0,74	0,69
Анапа	4				1	0,67	0,77	0,67	0,63	0,42	0,85	0,60	0,65	0,65
Керчь	5					1	0,87	0,72	0,78	0,67	0,88	0,79	0,79	0,73
Феодосия	6						1	0,79	0,82	0,70	0,86	0,86	0,83	0,68
Ялта	7							1	0,81	0,70	0,81	0,71	0,80	0,75
Херсонесский маяк	8								1	0,81	0,77	0,80	0,76	0,65
Тарханкут	9									1	0,77	0,69	0,76	0,76
Хорлы	10										1	0,85	0,84	0,72
Одесса	11											1	0,84	0,73
Приморское	12												1	0,69
Варна	13													1

рами нелинейна, поэтому, как правило, корреляционное отношение имеет большее, чем коэффициент корреляции, значение.

Из рис. 4.10 видно, что у временного ряда средних годовых значений температуры воды нет четко выраженного регулярного компонента. По внешнему виду графика можно сделать вывод о полицикличности колебаний. При исследовании таких процессов возникает необходимость разложения суммарных колебаний на элементарные, что позволяет судить о природе колебаний и может послужить основой для предвычисления анализируемого процесса.

Относительно небольшая продолжительность имеющихся рядов ведет к смещению оценок спектральных плотностей при вычислении их традиционными методами. Поэтому было применено параметрическое оценивание [122]. Авторегрессионные оценки обладают меньшим смещением и дисперсией, что позволяет применять параметрическое оценивание для коротких реализаций с малым интервалом достоверных значений коррелограммы. Полученные оценки спектра с помощью AP-модели

$$S(\omega) = (\Delta t/2\pi)\,\sigma_p^2 \Big/ \left| 1 + \sum_{k=1}^{p} \Phi_k \exp(-ik\omega\,\Delta t) \right|^2, \quad (4.6)$$

где p — порядок модели; Δt — временной интервал; Φ_k — параметры оценивания; σ_p^2 — дисперсия ошибки предсказания, приведены в табл. 4.7 и на рис. 4.11.

Анализ спектрограмм позволяет заключить, что спектральный состав колебаний температуры воды и воздуха характеризуется существенной пространственной однородностью. Ранее показана синхронность хода средних годовых значений этих параметров. Большая однородность колебаний хорошо согласуется с выводом, сделанным в работе [135], об определяющей роли в изменчивости климата над Черным морем крупномасштабных процессов атмосферной циркуляции, вызывающих термические аномалии одного знака и порядка на большой территории. Незначительность пиков спектральной плотности с периодами, близкими к 5; 3,4; 2,5 годам, а также их исчезновение при понижении порядка модели до $p=17$ свидетельствует либо об их случайном происхождении, либо они являются обертонами колебаний с большей мощностью, например, с периодом 4 года. Некоторое несовпадение полученных оценок с вычисленными ранее в работе [8], по-видимому, — результат применения в последней для выявления периодичностей гармонического анализа, применяемого

Таблица 4.7

Характерные периоды колебаний температуры воды (А) и воздуха (Б) по данным наблюдений гидрометеорологических станций ($p=20$)

Станция	Период колебаний, число лет											
	А						Б					
Одесса	33,3	13,3	7,4	4,0	2,9	2,3						
Очаков		15,4	7,1	4,0	3,0	2,2						
Херсон		15,4	7,1	4,0	3,0	2,2						
Хорлы		15,4	7,1	4,0	2,9	2,2						
Черноморское		15,4	7,1	4,0	2,9	2,2	25,0	13,3	7,4	4,0	2,8	2,2
Евпатория	22,2	12,5	6,9	4,0	3,0	2,2						
Херсонесский маяк		16,7	7,1	4,0	3,0	2,2	22,2	11,8	7,1	4,1	2,9	2,2
Севастополь		15,4	7,4	4,0	2,9	2,2						
Ялта	25,0	10,5	7,1	3,9		2,1	28,6	13,3	7,4	4,1	2,8	2,2
Феодосия	25,0	13,3	7,1	4,0	2,9	2,2	25,0	12,5	7,1	4,1	2,8	2,2
Керчь	33,3	11,8	7,1	4,3		2,2		12,5	7,1		2,8	2,2
Анапа		18,2	6,9	3,9	3,1	2,2						
Новороссийск	33,3	13,3	7,1	4,0	2,8	2,2	13,3	12,5	7,1	4,1	2,7	2,2
Туапсе	28,6	13,3	6,9	4,1	2,9	2,1						
Гагры		15,4	7,4	4,0	2,8	2,2						
Сухуми		16,8	8,7	4,2	2,9	2,2						
Поти		16,7	7,7	4,2	2,8	2,2		15,4	7,7	4,1	2,9	2,2
Батуми		15,4	7,1	4,1	2,9	2,2	40,0	13,3	7,7	4,1	2,9	2,2

к детерминированным процессам и анализирующего частоты, кратные периоду наблюдений. Авторегрессионный подход лишен этого недостатка. Однако близость оценок, полученных двумя методами, свидетельствует об их неслучайности. Некоторое объяснение на совпадение и обусловленность колебаний периодичности дают сведения об аномальных сезонах на побережье Черного моря, приведенные в работе [135]. Суровые зимы на побережье наблюдаются чаще всего через 1—6 лет, зимы мягкого типа — через 2—3 года. Холодная весна наблюдается в основном через 1—5 лет, теплая — через 1—3 года. Лето холодного типа повторяется каждые 3—6 лет. Жаркое — через 2—4 года. Осень холодного типа наступает чаще всего через 1—7, теплое — через 1—5 лет. Имеется тенденция к сохранению знака термической аномалии сезона в пределах года. Это позволяет предположить, что отмеченные колебания температуры поверхностного слоя прибрежных вод обусловлены сменой холодных и теплых сезонов на побережье Черного моря, которые в свою очередь вызваны сменой преобладающих индексов атмосферной циркуляции. В работе [133] сделан вывод о связи атмосферной циркуляции над европейской частью СССР с теплоотдачей в Северной Атлантике и выявлены энергонесущие частоты с периодами 3, 5, 8, 11 лет. Некоторое несовпадение длиннопериодных колебаний может быть обусловлено короткими реализациями (24 года), использованными в работе [133] и, как следствие, приведшими к смещению пиков, особенно существенному в низкочастотной области.

Межгодовая изменчивость сезонного хода температуры воды оценивалась по среднему квадратическому отклонению (СКО) температуры воды (табл. 4.8) в ПКСП-приближении.

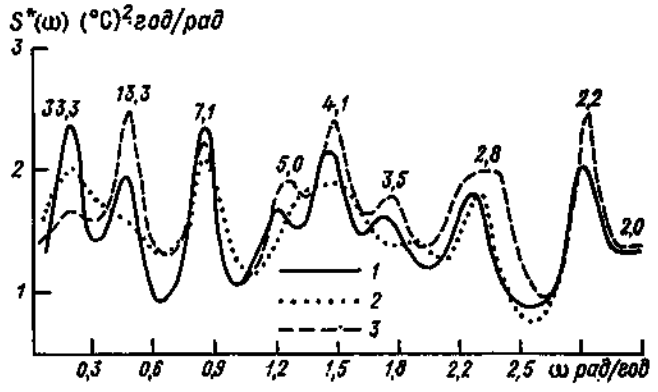


Рис. 4.11. *AP*-оценки спектральной плотности температуры воды (*1*, *2*) и воздуха (*3*) по данным наблюдений в Новороссийске.
1 — $p = 20$; *2* — $p = 17$; *3* — $p = 20$.

На рис. 4.12 представлены совмещенные графики СКО в ПКСП-приближении температуры воды и воздуха для характерных станций районов моря, а также результирующей теплового баланса района, к которому относится станция.

Максимальной адаптационной способностью к температуре воздуха обладают воды мелководных районов, однако в самых мелководных областях северо-западного района сезонный ход СКО

Таблица 4.8

СКО температуры воды, °С

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Варна	1,70	1,82	1,38	1,22	1,58	1,70	2,11	1,31	1,50	1,09	1,21	1,37
Приморское	1,64	1,45	1,57	1,36	1,70	1,99	2,10	1,52	1,37	1,63	1,77	1,83
Лебедевка	1,53	1,37	1,40	1,33	1,80	1,73	1,79	1,39	1,40	1,54	1,29	1,45
Ильичевск	1,57	1,36	1,37	1,46	1,79	1,53	1,46	1,58	1,70	1,73	1,39	1,24
Одесса	1,47	1,25	1,40	1,45	1,76	1,85	1,91	1,73	1,86	1,52	1,63	1,75
Очаков	0,80	0,65	1,37	1,62	1,33	1,15	1,03	1,10	1,29	1,68	1,60	1,44
Тендра	1,40	1,47	1,39	1,62	1,39	1,12	1,15	1,21	1,46	1,60	1,73	1,67
Скадовск	1,16	1,06	1,90	1,62	1,15	1,22	0,93	1,00	1,55	1,93	2,15	1,81
Хорлы	1,08	1,82	1,88	1,72	1,28	1,23	0,96	1,04	1,35	1,86	1,81	1,70
Стерегущий	1,39	1,23	1,35	1,28	1,32	1,18	0,73	0,82	1,38	2,12	2,03	1,88
Черноморское	2,01	1,78	1,73	1,21	1,10	0,91	0,99	1,11	1,30	1,67	1,61	1,92
Тарханкут	1,62	1,52	1,30	1,19	1,47	1,65	2,04	1,91	1,79	1,81	1,77	1,54
Евпатория	1,90	1,81	1,37	1,11	1,01	1,17	1,36	1,35	1,25	1,57	1,71	1,84
Севастополь	1,30	1,35	0,98	0,82	1,15	1,18	1,27	1,21	1,22	1,42	1,39	1,38
Херсонесский маяк	1,29	1,08	1,00	1,03	1,35	1,30	1,44	1,37	1,26	1,75	1,55	1,62
Ялта	1,13	1,01	0,77	0,91	1,51	1,99	1,96	1,28	1,64	1,55	1,42	1,27
Алушта	1,15	1,00	0,83	1,04	1,04	1,93	2,01	1,34	1,52	1,58	1,49	1,43
Судак	1,34	1,39	0,95	0,94	1,01	1,66	1,60	1,32	1,70	1,70	1,67	1,58
Феодосия	1,69	1,69	1,14	1,02	1,41	1,64	2,09	1,68	1,62	1,96	1,81	1,93
Керчь	1,97	1,53	1,78	1,59	1,36	1,08	0,98	1,79	1,30	1,93	1,82	1,83
Опасное	1,72	1,55	1,66	2,01	1,84	1,03	0,93	1,03	1,26	1,88	1,45	1,97
Анапа	1,75	1,63	1,22	1,00	1,04	1,13	0,97	1,10	1,16	1,76	1,67	1,78
Новороссийск	1,72	1,75	1,35	1,09	1,16	1,22	1,25	1,14	1,18	1,61	1,64	1,83
Геленджик	1,34	1,09	1,00	1,07	1,14	1,02	1,03	1,12	1,07	1,52	1,51	1,38
Туапсе	1,24	1,07	1,09	1,06	1,19	1,25	1,14	1,02	1,09	1,36	1,34	1,26
Сочи	0,94	0,84	0,81	1,04	1,28	1,25	1,05	0,92	0,96	1,17	1,06	1,08
Гагра	0,83	0,78	0,89	1,26	1,29	1,31	1,07	0,90	0,90	1,17	1,32	1,07
Пицунда	0,79	0,66	0,74	1,02	1,24	1,28	0,75	0,92	0,75	1,02	1,31	1,04
Гудаута	0,97	0,92	0,88	1,20	1,08	1,05	1,07	0,82	1,04	1,14	1,14	1,16
Сухуми	0,95	0,80	0,79	1,11	0,99	1,10	0,93	1,00	1,02	1,07	1,25	1,08
Очамчира	1,19	1,07	0,94	1,38	1,28	1,05	0,94	1,04	1,04	1,40	1,22	1,16
Поти	1,02	0,91	0,89	1,05	1,13	1,11	0,93	1,12	1,07	1,11	1,16	1,04
Кабулети	0,86	0,94	0,94	1,12	1,35	1,09	0,94	0,89	0,91	1,13	1,30	1,12
Батуми	1,04	0,88	0,89	1,23	1,10	1,08	0,94	1,08	1,15	1,27	1,32	1,24

температуры воды и воздуха различен. Так, температура воды отличается наибольшей изменчивостью в весенний и осенний периоды, зимой ее СКО минимально. В то же время СКО температуры воздуха зимой наибольшее. Такая асинхронность в ходе СКО — результат ледообразования в прибрежных водах мелководья, приводящего к стабилизации хода их температуры воды.

Синхронный ход СКО температуры воды и воздуха характерен для станций Черноморское, Евпатория, Севастополь, Анапа, Новороссийск, Геленджик. В этих районах его максимум (около 2 °С) зимой и минимум (около 1 °С) летом. Следующая группа станций, обладающая общностью сезонного хода СКО, расположена у западного побережья, ЮБК и у м. Тарханкут. Здесь максимум отмечается в июне, июле и обусловлен сгонными явлениями, характерными в летний период для этих участков прибрежных вод. Второй, менее значительный пик СКО (около 1,6 °С) в этих районах отмечается зимой и связан с колебаниями климата. На участке от Анапы до Туапсе летние пики СКО незначительны (порядка 1,2 °С), что свидетельствует о слабом развитии здесь апвеллинговых явлений. Это подтверждается и повторяемостью сгонных ветров, составляющих для ЮБК 13 %, а для Кавказского побережья 6 % [151]. В районе от Туапсе до Батуми оба пика сезонного хода СКО незначительны и примерно одинаковы (около 1,2 °С), что связано с большой термической инерционностью водных масс этого приглубого района и меньшей изменчивостью климата [135]. Если СКО температуры воздуха в Новороссийске зимой достигает 3 °С, то в Батуми только 2 °С (рис. 4.13). Поэтому климатически обусловленный пик СКО здесь уменьшается и становится сравним с небольшим весенне-летним апвеллинговым. Некоторое смещение апвеллингового пика СКО на весну — следствие благоприятной в этот период гидрологической (близкий к поверхности термоклин) и метеорологической (более высокая, чем в летний период, повторяемость сгонных ветров [135]) обстановки. Обращает на себя внимание, что второй пик СКО на станциях этого района отмечается в октябре, ноябре и связан с изменчивостью результирующей теплового баланса, имеющей максимум в эти месяцы (см. рис. 4.12).

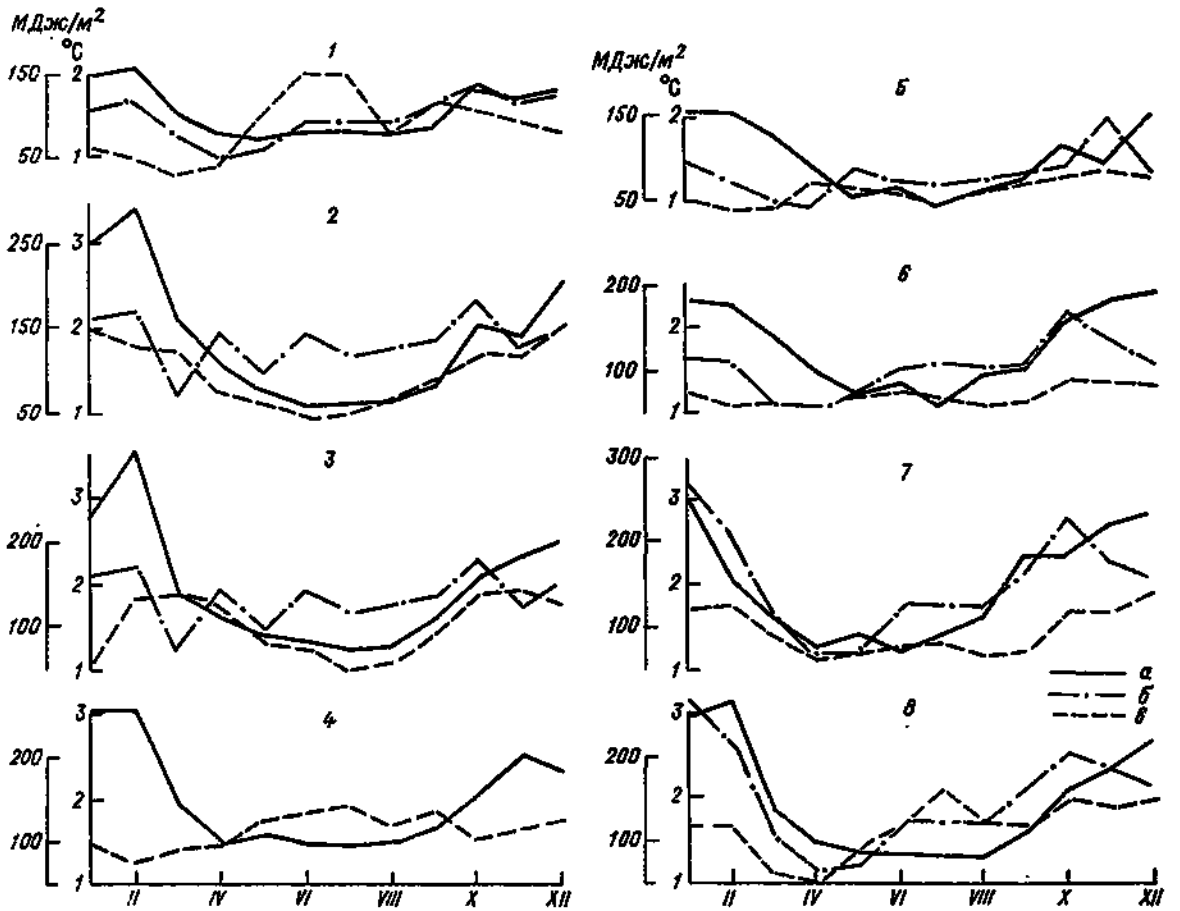


Рис. 4.12. Сезонный ход СКО на станциях Ялта (*1*), Черноморское (*2*), Хорлы (*3*), Одесса (*4*), Батуми (*5*), Туапсе (*6*), Новороссийск (*7*), Феодосия (*8*).
а — температура воздуха; *б* — результирующая теплового баланса; *в* — температура воды.

Таким образом, приведенный анализ показал, что в море выделяются районы, обладающие общностью сезонного хода СКО температуры поверхностного слоя прибрежных вод. По факторам, оказывающим определяющее или максимальное влияние на межгодовую изменчивость, их условно можно определить как теплобалансный — в юго-восточном районе, апвеллинговый — у ЮБК, м. Тарханкут и западного побережья, климатический замерзающий — у северного побережья северо-западной части моря и климатический — у западного побережья Крыма и на участке от Керченского пролива до Туапсе. Эти районы и границы между ними хорошо прослеживаются на рис. 4.13.

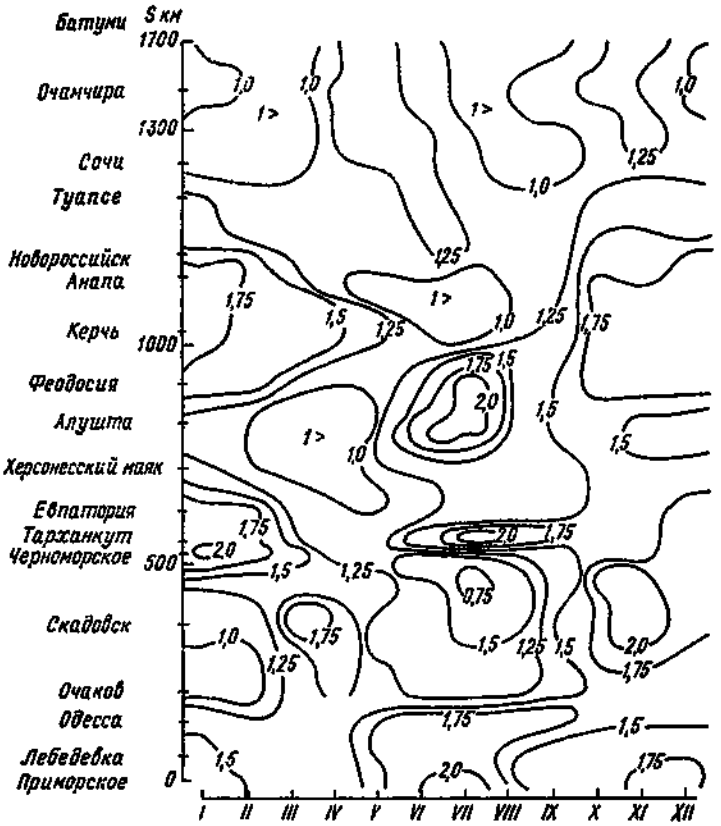


Рис. 4.13. Пространственно-временная поверхность СКО температуры воды прибрежных районов, °С.

4.4. СОЛЕНОСТЬ

4.4.1. Внутригодовая изменчивость

Сезонный ход солености поверхностного слоя прибрежных вод обусловливается изменениями соотношений составляющих баланса вод и адвекцией. При этом основную роль играет речной сток, внутригодовой ход которого подобен ходу результирующей баланса пресных вод. Коэффициент корреляции между ними в северо-западной части моря равен 0,99 [7], а для всего моря 0,85 [4]. Важно также учесть, что речной сток оказывает в первую очередь влияние на соленость прибрежных вод, в то время как другие факторы в основном определяют распределение солености по морю.

Средние месячные и экстремальные значения солености по данным стационарных пунктов наблюдений приведены в табл. 4.9, а на рис. 4.14 представлены в виде «ящиков с усами», построенных по средним месячным данным, выбранным на периоде коррелированности 1 год. Они наглядно характеризуют изменчивость средней месячной солености за период наблюдений и ее сезонный ход в прибрежной зоне моря. Их анализ свидетельствует о наличии во все сезоны трех районов с пониженной соленостью вод: приустьевого — прибрежного от Приморского до к. Тендра (здесь речной сток составляет 80 % суммарного стока всего моря); прикерченского — с притоком азовских вод с пониженной соленостью и прикавказского — прибрежного — от Туапсе до Батуми, где реки приносят более 80 % стока с Кавказского побережья [4], что составляет 13 % объема стока рек всего бассейна. Соленость этих районов испытывает сезонные колебания, синхронные с изменениями речного стока, но противоположные по знаку, и в свою очередь оказывает влияние на колебания солености вод прилегающих акваторий моря.

От начала зимы к весне в приустьевом районе отмечается постоянное снижение солености вод с минимумом в мае, когда проходит в среднем пик паводка [7]. И хотя за этот период отмечается небольшой локальный минимум речного стока в феврале, на солености района он практически не сказывается (за исключением акватории у Очакова). Зимние процессы конвекции и ветровая деятельность, оказывающие влияние на увеличение солености открытых частей моря в этот период [3], не искажают сезонного хода солености прибрежных районов, связанного с влиянием речного стока. В период июнь—сентябрь отмечается уменьшение объема стока рек и повышение солесодержания в водах района.

В то же время в отдельные сезоны влияние стока главных рек Дуная и Днепра на соленость района сказывается различно. Так, летом преобладающее воздействие стока дунайских вод обусловливает рост солености от Приморского к Одессе с 13,5 до 15,5 ‰. В октябре—ноябре происходит относительное выравнивание солености вод этих районов. В декабре соленость в Одессе ниже, чем в Приморском, что связано с преобладанием юго-западного переноса вод в этот период.

Следует отметить некоторые особенности изменчивости солености в районах, непосредственно прилегающих к устьям рек (Приморское, Очаков). В Приморском на сезонный ход солености значительное влияние оказывает динамика вод открытого моря. Так, минимум солености отмечается в апреле, максимум — в декабре. Коэффициент корреляции связи солености со стоком Дуная мал (—0,3). В Очакове колебания солености в большей мере связаны с изменениями стока Днепра, о чем свидетельствует высокий коэффициент корреляции (0,7). Однако и здесь заметно влияние ветровой деятельности и динамики вод на изменчивость солености района, особенно в периоды уменьшения стока.

Данные о солености в районе Тендровской косы хорошо отражают режим открытой части моря на границе влияния речного стока и вод Каркинитского залива. Наибольшая соленость отмечается в марте, наименьшая — в июне.

Совместный анализ колебаний солености и речного стока позволил выявить количественную зависимость между средней месячной соленостью в Одессе и Очакове и средним месячным объемом стока Днепра. Уравнения регрессии имеют вид:

$$S_{Оч} = 51{,}23\,(Q_{Дн} + 2)^{-1{,}829} e^{0{,}08(Q_{Дн}+2)}; \qquad (4.7)$$

$$S_{Од} = 19{,}67\,(Q_{Дн} + 1)^{-0{,}169} e^{-0{,}01\,(Q_{Дн}+1)}. \qquad (4.8)$$

Корреляционные отношения связи 0,82 и 0,78 соответственно. Уравнения можно применять при значении стока Днепра менее 19 км³/мес. Отношение СКО разности фактических и рассчитанных данных по выведенным уравнениям к СКО рядов наблюдений за соленостью составляет 0,07 для Очакова и 0,18 для Одессы.

Таблица 4.9

Средняя месячная соленость в прибрежных районах моря, ‰

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Варна	17,21	17,17	16,90	16,49	15,58	16,09	16,47	16,98	17,27	17,34	17,02	17,25
	17,83	17,78	17,60	17,38	17,40	16,98	17,72	17,88	17,83	18,07	17,87	17,83
	15,97	16,31	15,74	14,92	14,40	14,74	14,72	15,19	13,87	16,24	15,93	15,81
Приморское	15,28	13,94	13,49	12,40	12,57	13,64	13,66	13,59	14,62	14,79	14,98	15,30
	17,76	16,32	17,15	15,39	15,83	16,96	17,29	17,01	18,29	18,48	17,67	17,70
	12,19	3,05	2,28	7,93	7,64	9,61	10,38	8,82	9,74	7,05	12,76	11,42
Ильичевск	14,60	13,47	13,02	13,73	13,77	14,26	14,65	14,20	14,61	14,37	14,38	14,72
	17,23	15,85	15,83	17,49	16,41	16,93	17,32	17,02	17,38	17,93	18,16	17,67
	11,03	9,90	9,98	8,85	8,86	11,65	12,41	11,58	10,63	11,62	12,01	12,45
Одесса	14,94	14,39	13,71	12,81	11,70	13,68	15,46	15,73	15,56	15,50	14,93	14,87
	17,74	17,09	17,43	16,38	16,30	17,12	17,61	17,67	17,79	17,66	17,30	18,22
	10,60	10,24	5,46	7,25	6,73	7,16	10,82	9,83	9,53	10,26	9,49	8,08
Очаков	3,87	2,98	3,06	2,47	2,45	2,87	4,20	5,49	6,15	5,72	5,56	4,19
	9,21	5,75	7,67	9,20	8,63	10,13	9,21	11,95	10,78	11,71	12,50	10,93
	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Тендра	16,11	16,75	16,93	16,87	15,89	15,81	16,04	16,21	16,35	16,24	16,42	16,28
	18,02	18,42	18,34	18,28	19,33	20,35	17,56	17,63	17,50	17,76	18,28	17,88
	13,88	14,81	15,18	15,13	13,95	11,11	14,99	15,04	15,22	14,21	13,83	14,21
Скадовск	18,05	17,77	17,67	18,13	18,87	19,30	19,51	19,71	19,58	18,99	18,78	18,51
	20,22	19,28	19,09	19,43	19,87	20,00	20,26	20,70	20,47	20,12	19,73	19,81
	16,22	16,81	15,39	16,55	17,58	17,63	17,79	18,25	18,32	18,42	17,88	17,23
Хорлы	17,92	17,87	17,75	18,03	18,42	18,65	18,80	19,04	18,62	18,38	18,40	18,17
	19,49	20,00	19,13	20,03	20,28	20,21	20,56	20,83	20,43	20,27	20,17	20,36
	14,26	13,66	14,30	15,18	14,72	13,92	13,84	14,90	15,08	14,84	14,80	14,81
Стерегущий	17,87	17,74	18,09	18,40	18,49	18,58	18,53	18,16	17,71	18,24	18,24	17,97
	18,42	18,28	18,55	19,22	18,81	19,20	19,47	18,34	18,94	19,34	18,55	18,16
	16,31	16,96	17,36	18,02	18,16	18,28	18,02	17,07	17,23	17,50	17,11	16,96
Черноморское	18,17	18,13	18,14	18,38	18,41	18,57	18,21	17,78	17,75	17,77	17,93	18,03
	18,94	18,68	18,71	19,00	18,95	19,88	19,28	18,85	18,50	18,43	18,46	18,80
	12,03	11,84	11,90	12,21	13,34	14,52	15,50	15,08	14,02	12,63	12,19	12,08
Тарханкут	17,30	17,38	17,48	17,44	17,44	17,55	17,47	17,41	17,22	17,48	17,21	17,38
	17,76	17,76	17,88	17,76	17,76	17,76	17,99	17,78	17,76	17,76	17,63	17,63
	15,39	15,39	15,39	15,39	15,39	16,31	16,44	16,31	16,05	16,31	16,05	16,31
Евпаторня	18,23	18,27	18,30	18,36	18,37	18,33	18,29	18,21	18,12	18,15	18,22	18,26
	18,56	18,57	18,68	18,68	18,81	18,68	18,68	19,08	18,68	18,55	19,20	18,55
	17,11	16,92	17,26	17,76	17,76	17,06	17,69	17,65	17,49	17,74	17,93	17,65
Севастополь	18,03	17,99	17,99	17,99	18,08	18,02	18,07	18,08	18,03	18,12	18,08	18,03
	19,07	19,11	18,64	18,50	18,57	18,67	18,90	18,73	18,81	19,09	18,97	19,18
	17,02	15,17	16,96	16,85	17,43	16,95	17,15	17,27	17,38	17,23	17,34	16,24
Херсонесский маяк	18,26	18,28	18,27	18,23	18,12	18,07	18,07	18,04	18,11	18,18	18,22	18,22
	18,68	18,68	18,81	18,48	18,55	18,36	18,71	18,55	18,81	18,81	18,94	18,68
	17,73	17,76	17,88	17,96	17,68	17,43	17,16	16,84	17,56	17,68	17,60	17,94
Ялта	18,11	18,13	18,06	17,89	17,82	17,85	17,88	17,92	17,99	18,08	18,12	18,10
	18,93	18,99	18,95	18,31	18,31	18,61	18,68	18,54	18,91	18,92	19,07	18,68
	17,21	16,98	14,16	16,58	17,15	17,26	17,30	17,29	17,50	17,69	17,63	17,31
Алушта	18,06	17,99	17,53	17,00	17,09	17,63	17,99	18,13	18,21	18,21	18,22	18,08
	18,63	18,65	18,42	17,83	17,92	18,61	18,59	18,64	18,66	18,62	18,71	18,73
	17,35	16,00	15,74	14,25	15,88	16,30	16,67	17,50	17,43	16,09	16,22	16,69
Судак	18,35	18,38	18,42	18,30	18,27	18,31	18,44	18,43	18,49	18,50	18,45	18,33
	18,77	18,72	18,93	18,63	18,72	18,61	19,00	18,62	18,77	18,90	18,63	18,65
	12,50	12,09	12,12	12,97	13,92	15,62	18,73	18,28	18,13	17,52	17,12	12,63
Феодосия	17,75	17,76	17,60	17,55	17,37	17,62	17,73	17,81	17,89	17,88	17,80	17,81
	18,42	18,71	18,41	18,51	18,28	18,59	18,56	18,55	18,55	18,65	18,46	18,59
	17,10	16,86	17,07	15,80	15,42	16,29	16,70	17,03	17,03	16,73	16,75	17,26
Керчь	13,49	13,05	13,29	13,04	12,65	13,35	14,22	14,25	14,35	14,34	14,07	14,21
	15,93	15,13	14,87	14,73	14,60	14,73	16,58	16,44	16,05	16,19	16,44	16,19
	9,10	8,04	10,23	11,22	10,95	11,18	12,23	12,19	12,34	12,74	11,55	12,63

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Опасное	13,22	12,92	12,97	12,81	12,42	12,78	19,06	13,22	13,30	13,45	13,87	13,54
	15,40	15,77	14,74	15,15	16,02	15,26	15,81	14,79	14,92	15,54	15,51	15,41
	11,52	11,51	11,82	11,18	11,31	11,61	11,59	10,34	11,73	12,18	12,28	12,19
Анапа	18,12	17,96	17,76	17,99	18,06	18,03	17,99	18,13	18,21	18,23	18,26	18,22
	18,73	18,42	18,36	18,30	18,34	18,55	18,81	19,08	19,20	18,81	18,68	18,55
	16,84	16,23	16,71	17,36	17,62	17,15	17,33	17,15	17,23	17,11	16,96	17,11
Новороссийск	17,85	17,83	17,81	17,70	17,61	17,67	17,62	17,80	17,92	18,00	17,97	17,82
	18,62	18,80	18,60	18,69	18,60	18,60	18,58	18,42	18,68	18,68	18,68	18,81
	10,36	10,66	9,59	13,17	14,17	16,29	16,40	16,40	16,77	16,78	16,60	11,06
Геленджик	17,71	17,58	17,42	17,46	17,60	17,67	17,81	17,89	17,99	18,00	17,91	17,82
	18,42	18,59	18,02	18,02	18,02	18,28	18,28	18,28	18,42	18,55	18,55	18,55
	15,91	16,19	15,51	16,26	16,43	16,31	16,10	16,37	16,46	16,47	16,62	16,42
Туапсе	16,91	16,85	16,66	16,44	16,62	16,76	16,93	17,90	17,54	17,39	17,25	16,87
	18,02	17,84	17,56	17,87	17,34	18,21	17,92	18,61	18,26	18,36	18,42	18,18
	15,17	12,76	13,55	12,12	13,05	13,77	13,86	14,02	15,62	15,94	14,99	14,75
Сочи	16,90	16,65	16,64	16,39	16,00	16,13	16,62	16,82	16,88	16,88	16,92	16,88
	17,63	17,69	17,12	17,44	16,82	16,96	17,20	18,03	17,76	17,74	17,70	17,76
	15,89	15,82	15,62	15,10	15,38	14,89	15,45	15,76	15,97	16,22	15,56	16,14
Гагры	17,62	17,36	17,20	16,11	15,78	15,88	17,06	17,36	17,66	17,59	17,46	17,43
	18,16	18,02	17,76	16,96	17,88	17,76	18,02	18,42	18,28	18,16	18,68	18,42
	16,19	16,71	16,71	15,52	14,60	14,47	15,65	16,84	17,36	16,84	16,05	15,39
Гудаута	17,35	17,07	17,03	16,32	16,08	16,63	16,98	17,43	17,58	17,74	17,54	17,40
	18,08	18,32	17,79	17,84	17,50	17,50	17,70	18,16	18,28	18,42	18,28	18,37
	15,52	15,79	15,65	14,87	14,60	14,87	15,39	16,57	16,57	16,57	13,90	13,42
Сухуми	15,78	15,29	15,62	13,94	13,85	14,41	15,72	16,67	17,20	17,20	17,04	16,74
	16,96	16,96	16,57	15,39	16,19	16,84	17,11	17,63	18,02	18,02	18,42	17,76
	13,42	13,82	11,32	12,63	12,10	12,63	14,99	14,60	16,31	15,39	15,03	12,50
Очамчира	16,51	16,25	15,54	14,58	13,06	12,61	14,03	15,54	16,09	16,44	16,87	16,54
	17,63	17,23	16,31	15,92	16,05	16,31	15,79	16,96	17,76	17,88	18,28	18,28
	15,27	15,13	12,50	12,69	11,45	10,01	7,52	10,01	11,45	11,98	13,29	13,15
Поти	16,93	16,67	15,99	15,13	13,55	14,49	15,19	16,16	16,54	16,72	16,81	16,99
	19,06	18,20	17,77	18,39	16,84	18,45	17,37	18,49	18,46	17,98	18,59	19,36
	14,73	14,60	13,75	11,11	9,95	11,66	12,81	13,99	13,87	14,72	13,60	14,70
Батуми	17,52	17,35	16,75	15,69	14,59	15,57	16,48	17,00	17,02	17,14	17,23	17,39
	18,25	18,21	18,35	17,88	17,39	18,07	17,74	17,89	18,28	18,54	18,91	18,73
	14,17	14,41	12,50	12,32	11,71	13,01	13,48	13,98	13,71	12,88	13,21	12,27

Примечание. 1-я строка — месячная характеристика; 2-я строка — наибольшая из средних месячных; 3-я строка — наименьшая.

В восточной половине северо-западной части моря соленость близка к 18 ‰, т. е. к средней по морю. В Каркинитском заливе в марте она достигает минимальных в году значений вследствие распреснения поверхностного слоя вод тающими льдами. Средние даты окончательного очищения ото льда этого района приходятся на конец первой декады марта. Весной здесь происходит интенсивный рост солености вод, который по данным крымских станций продолжается до июня, а в Каркинитском заливе вплоть до августа. Это обусловлено усиливающейся адвекцией более соленых вод из открытых областей моря, интенсивным прогревом и испарением, достигающим в августе в этом районе максимума (160 мм) [4]. В северной и восточной мелководных частях Каркинитского залива, в связи с ограниченным водообменом с открытым морем, колебания солености вызываются изменениями баланса осадков и испарения и достигают летом наибольших значений по морю. В Скадовске в августе наибольшее из средних месячных значений солености 20,7, а в Хорлах 20,8 ‰. В юго-западной части Каркинитского залива с июля по сентябрь соленость вод понижается с 18,6 до 17,8 ‰ под воздействием усиливающейся в этот период адвекции распресненных вод из приустьевого района в соответствии с преобладающей схемой циркуляции вод в этой части моря летом [15]. Осенью соленость вод в Каркинитском заливе понижается в результате преобладания осадков над испарением и обмена вод с открытым морем, приводящим к выравниванию солености вод залива и прилегающих акваторий моря.

Соленость вод прибрежных районов западного побережья во все сезоны близка к 18 ‰. Сезонный ход ее незначителен, средние месячные колебания солености порядка 0,25 ‰. Воды района ЮБК подвержены влиянию стока небольших местных рек и сезонный ход солености здесь имеет более выраженный характер с минимумом в апреле, мае. В прикерченском районе в течение года соленость вод относительно понижена из-за влияния выноса распресненных вод из Азовского моря. Так, майский минимум солености на станциях Судак, Фео-

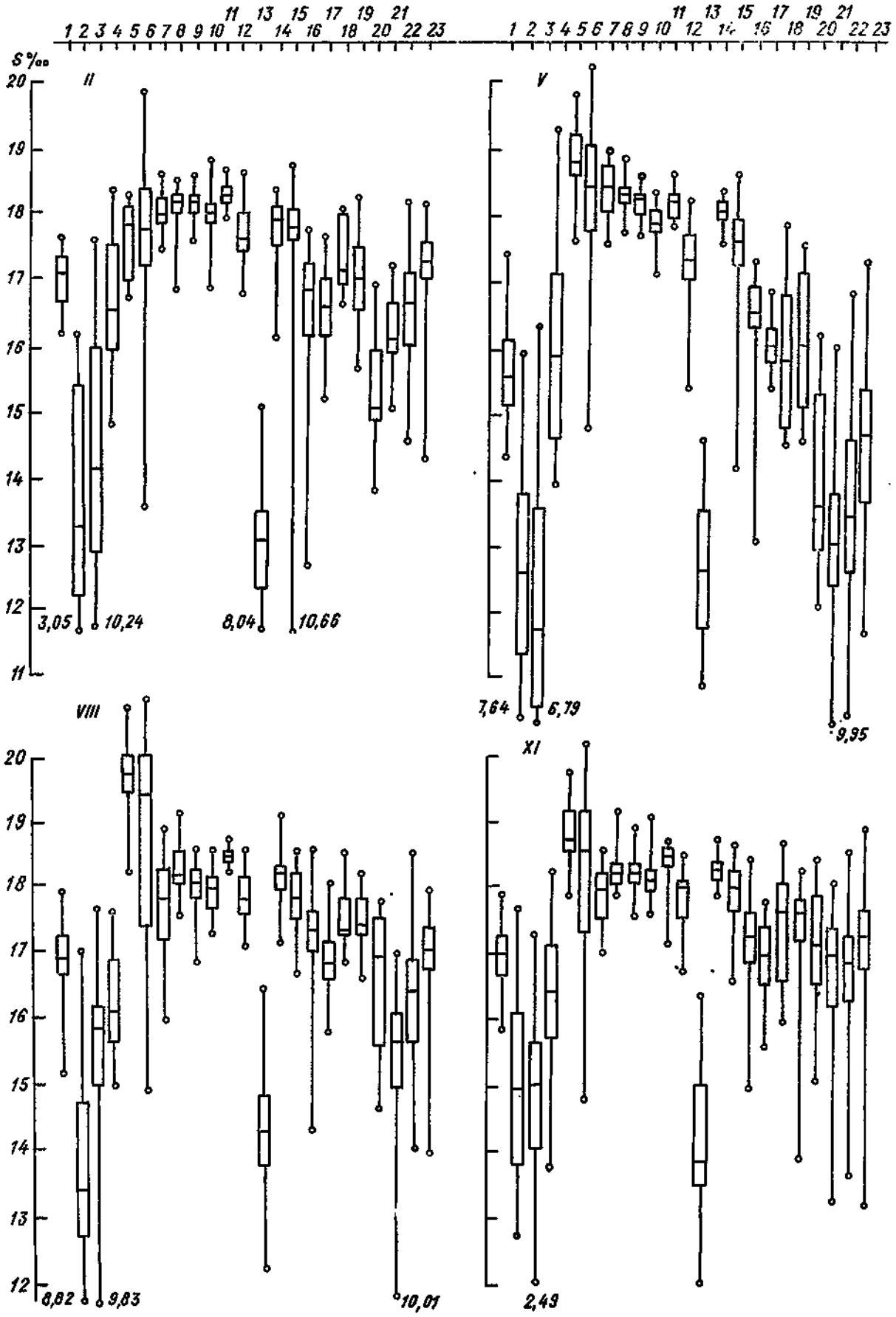


Рис. 4.14. Статистические характеристики солености прибрежных вод для отдельных месяцев.

1 — Варна; *2* — Приморское; *3* — Одесса; *4* — Тендра; *5* — Скадовск; *6* — Хорлы; *7* — Черноморское; *8* — Евпатория; *9* — Херсонесский маяк; *10* — Ялта; *11* — Судак; *12* — Феодосия; *13* — Керчь; *14* — Анапа; *15* — Новороссийск; *16* — Туапсе; *17* — Сочи; *18* — Гагры; *19* — Гудаута, *20* — Сухуми; *21* — Очамчира; *22* — Поти; *23* — Батуми.

Усл. обозначения для статистических характеристик см. на рис. 4.7.

досия полностью обусловлен максимумом распространения наиболее распресненных в этот период азовских вод [2, 11, 48]. Ход солености в Керченском проливе аналогичен годовому ходу солености Азовского моря, что связано с преобладанием в течение года стока азовских вод над притоком черноморских. Даже в периоды, когда потоки близки [4], менее плотные азовские воды, растекаясь по поверхности, оказывают бо́льшее влияние на соленость поверхностного слоя района. Характерно, что по своим значениям и сезонному ходу средние месячные характеристики солености в Керченском проливе и в Приморском близки (рис. 4.14).

Относительно низкая соленость вод отмечается во все сезоны года в прибрежных районах Кавказского побережья южнее Геленджика. Здесь выделяется очаг распресненных вод у Сухуми, который прослеживается на картах поверхностного распределения солености моря [3]. Некоторое локальное распреснение наблюдается у Сочи, по-видимому, за счет влияния реки Сочи.

В мае весеннее половодье достигает максимального развития и наблюдается минимум солености на большинстве станций Кавказского побережья. В Сухуми, Очамчира, Поти соленость опускается до 13 ‰ и близка к значениям солености в Керченском проливе и приустьевом районе. Летом соленость прибрежных вод Кавказа повышается. Наименьшее среднее месячное значение ее отмечается у Очамчира. Осенью и зимой соленость вод этого района достигает максимальных в году значений, близких к 17 ‰. На более северных станциях это происходит в сентябре, по мере продвижения на юг сроки сдвигаются: в Гудауте — в октябре, в Очамчира — в ноябре, в Поти — в декабре, в Батуми — в январе; одновременно с минимумом стока на близлежащих реках. Значения средней месячной солености у Батуми связаны со средними месячными объемами стока р. Чорох. Корреляционное отношение зависимости 0,78. Регрессионное уравнение имеет вид

$$S_{\text{Б}} = -1{,}97Q_{\text{ч}} + 17{,}94. \qquad (4.9)$$

Расчет солености можно проводить при значениях стока р. Чорох менее 2,6 км³/мес. Отношение СКО разницы рассчитанных и фактических данных к СКО ряда наблюденных значений солености составляет 0,19.

Распреснению вод района Кавказского побережья способствует положительный в течение года баланс атмосферных осадков и испарения, который достигает у Батуми осенью 255 мм/мес [4].

В целом по морю наибольшие внутригодовые изменения средней месячной солености (3—4 ‰) отмечаются на устьевых взморьях и юго-восточном районе, наиболее подверженных влиянию сезонного хода речного стока. Несколько ниже размах годового хода солености в Каркинитском заливе (около 2 ‰), обусловленный летним осолонением вод в результате прогрева и испарения и зимним распреснением при таянии льдов. В прикерченском районе внутригодовые колебания средней месячной солености составляют 1,5 ‰ и вызваны сезонным ходом солености вод Азовского моря и водообменом через пролив. В районах ЮБК и у побережья Кавказа от Анапы до Геленджика размах годового хода солености воды около 0,5 ‰. Здесь выделяется район Алушты, где его значение достигает 1,3 ‰ вследствие значительного влияния стока местных рек. Минимальная по морю годовая изменчивость солености вод (около 0,2 ‰) характерна для станций западного побережья Крыма. Здесь отсутствуют местные источники распреснения, а годовой ход изменения солености совпадает с годовым изменением ее в открытой части моря [11]. Поэтому данные о солености в Евпатории и у м. Херсонес наилучшим образом отражают режим солености открытого моря.

Изменчивость контрастов средней месячной солености поверхностного слоя прибрежных вод всего моря (рис. 4.14) велика: осенью — около 4, зимой — до 5, весной — около 7 и летом — 6 ‰ и определяется она в большей степени аномальностью в сезонном ходе солености в Каркинитском заливе по отношению к другим районам.

В табл. 4.10 приведены значения СКО рядов солености, рассчитанные по средним месячным данным. В зимний период наибольшая изменчивость солености поверхностного слоя прибрежных вод отмечается на станциях, расположенных в зонах высоких горизонтальных градиентов солености. В Приморском она достигает максимального по морю значения 3 ‰. В Черноморском, Судаке, Новороссийске — около 2 ‰. Эти станции расположены на границах относительно распресненных вод северо-западного и прикерченского районов моря. На остальных станциях Крыма и Кавказского побережья СКО в 2—4 раза меньше. Весной увеличивается изменчивость солености вод на станциях, подверженных влиянию речного стока. В Одессе, Ильичевске, Очакове в мае до 2 ‰ одновременно с максимумами СКО речного стока Дуная и Днепра. В Ялте, Алуште и на большинстве станций Кавказа СКО возрастает до 1 ‰. Одновременно происходит некоторое уменьшение изменчивости в зонах высоких градиентов, что вызвано некоторым ослаблением адвективных потоков вследствие уменьшения скоростей ветра над морем [135]. Летом СКО солености вод в прибрежных районах уменьшаются и становятся менее контрастны по морю. Это происходит из-за уменьшения горизонтальных градиентов солености [3] и ослабления адвективного процесса. На устьевых взморьях СКО уменьшается до 1,0—1,5 ‰, у Кавказа — до 0,5—1,0 ‰. Лишь в Очамчира в июле одновременно с максимумом сезонного хода СКО стока Ингури СКО солености вод возрастает до 2,2 ‰. В Каркинитском заливе увеличение изменчивости солености вод до 1,6 ‰ (Хорлы) совпадает с периодом достижения максимального испарения [4]. Минимальное по морю СКО солености (около 0,1 ‰) наблюдается в августе у Судака, что свидетельствует о стабильности халинного режима в этом районе в летний период. С октября увеличивается СКО солености вод на станциях, расположенных в зонах высоких градиентов. СКО солености в приустьевом районе, в Ялте, Алуште, Керчи и у Кавказского побережья вблизи устьев рек в осенний период имеют вторичный максимум, вызванный межгодовыми колебаниями осеннего половодья. Наиболее стабильным полем солености отличаются воды, прилегающие к побережью Крыма. Здесь СКО составляет 0,2—0,5 ‰.

Таблица 4.10

СКО солености вод, ‰

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Варна	0,53	0,47	0,50	0,75	0,92	0,84	1,04	0,66	1,01	0,66	0,53	0,73
Приморское	1,41	3,05	3,08	1,93	1,91	1,90	1,67	1,66	1,31	1,91	1,33	1,35
Ильичевск	1,58	1,61	1,77	1,98	2,03	1,36	1,46	1,34	1,52	1,65	1,58	1,30
Одесса	1,71	1,98	2,03	1,99	2,66	2,19	1,35	1,12	1,04	1,17	1,38	1,35
Очаков	1,88	1,20	1,54	2,10	1,97	2,17	1,04	2,10	2,10	1,99	2,19	2,18
Тендра	1,22	0,99	1,01	0,89	1,57	2,14	0,75	0,75	0,76	0,97	1,23	1,16
Скадовск	0,80	1,63	1,76	0,73	0,57	0,49	0,63	0,52	0,46	0,44	0,46	0,61
Хорлы	1,19	1,15	1,01	1,08	1,12	1,40	1,63	1,53	1,43	1,36	1,29	1,38
Стерегущий	0,77	0,51	0,41	0,40	0,29	0,35	0,59	0,85	0,67	0,64	0,55	0,52
Черноморское	2,03	2,10	2,07	2,01	1,75	1,05	0,84	0,98	1,09	1,37	1,48	1,56
Тарханкут	0,92	0,94	1,00	0,94	0,94	0,67	0,65	0,03	0,62	0,56	0,74	0,61
Евпатория	0,30	0,39	0,30	0,24	0,23	0,33	0,23	0,29	0,29	0,24	0,24	0,23
Севастополь	0,40	0,59	0,41	0,33	0,27	0,39	0,34	0,33	0,30	0,33	0,31	0,47
Херсонесский маяк	0,18	0,18	0,19	0,14	0,20	0,24	0,32	0,33	0,24	0,19	0,22	0,16
Ялта	0,68	0,57	0,95	0,95	0,47	0,28	0,37	0,40	0,35	0,45	0,56	0,40
Алушта	0,34	0,54	0,56	0,86	0,53	0,47	0,47	0,33	0,29	0,52	0,51	0,49
Судак	1,89	2,01	2,01	1,71	1,41	0,87	0,24	0,12	0,19	0,39	0,45	1,76
Феодосия	0,34	0,39	0,30	0,48	0,61	0,49	0,43	0,35	0,34	0,35	0,38	0,31
Керчь	1,43	1,46	1,07	0,98	1,03	0,85	0,88	0,98	0,91	0,88	1,11	0,84
Опасное	1,02	1,07	0,90	1,10	1,12	0,98	0,05	1,07	0,90	0,85	0,93	0,80
Анапа	0,50	0,51	0,47	0,27	0,20	0,29	0,40	0,00	0,39	0,38	0,38	0,33
Новороссийск	1,77	1,64	1,63	0,89	0,77	0,57	0,54	0,52	0,43	0,39	0,52	1,32
Геленджик	0,57	0,47	0,56	0,57	0,40	0,50	0,63	0,57	0,54	0,51	0,51	0,58
Туапсе	0,55	0,97	0,93	0,94	0,81	0,70	0,80	0,83	0,53	0,49	0,58	0,78
Сочи	0,47	0,61	0,48	0,67	0,43	0,59	0,47	0,69	0,48	0,40	0,70	0,56
Гагра	0,72	0,57	0,40	0,60	1,39	1,25	0,77	0,51	0,39	0,42	0,88	1,09
Пицунда	0,89	0,68	0,65	0,81	1,10	0,80	0,75	0,46	0,48	0,56	1,16	1,36
Гудаута	0,89	0,68	0,65	0,81	1,10	0,80	0,75	0,46	0,48	0,56	1,16	1,36
Сухуми	1,22	1,19	1,66	0,86	1,35	1,34	0,81	1,10	0,56	1,14	1,05	1,88
Очамчира	0,66	0,67	0,97	1,08	1,30	1,68	2,23	1,82	1,72	1,55	1,27	1,19
Поти	0,95	0,78	0,97	1,35	1,50	1,55	0,94	0,92	0,82	0,70	0,76	0,79
Батуми	0,63	0,72	0,79	1,05	1,29	1,23	0,91	0,81	1,02	0,92	0,86	0,75

Взаимосвязь средней месячной солености в отдельных районах моря и ее обеспеченности в продолжении годового цикла представлена на рис. 4.15. Расчет выполнен с помощью ядерных оценок, описанных в предыдущем разделе. Для иллюстрации отобраны станции, имеющие достаточно длинные ряды наблюдений и типичные по халинному режиму для прилегающих акваторий моря. Графики позволяют определить время перехода солености через заданное значение с заданной вероятностью, время появления или исчезновения конкретной солености воды, рассчитать скорость распреснения или осолонения вод различной обеспеченности с помощью соотношения $V = \Delta S/\Delta t$. Визуально ее характеризует густота изолиний.

На рис. 4.15 хорошо прослеживаются значение и время максимального распреснения вод, обусловленного весенними паводками на станциях, подверженных влиянию речного стока. В Приморском это середина апреля, когда соленость с вероятностью 50 % опускается до 12,4 ‰. В Одессе наибольшее влияние паводка проявляется несколько позже — в мае, здесь соленость 50 %-ной обеспеченности равна 12,5 ‰. Скорость осолонения вод после прохождения паводка здесь выше, чем в Приморском.

В Хорлах четко прослеживается мартовское распреснение, связанное с таянием льдов в Каркинитском заливе. В марте соленость 50 %-ной обеспеченности здесь около 18 ‰. При солености ниже 16,5 ‰ распреснение вследствие таяния льдов выражено слабо. В районах, удаленных от очагов распреснения, под влиянием других факторов наступление экстремумов отмечается в более позднее время. Так, у Херсонесского маяка незначительное падение солености прослеживается в летние месяцы. В июле здесь соленость вод обеспеченностью 50 % около 18,2 ‰. В кавказском районе соленость вод 50 %-ной обеспеченности в период половодья в Туапсе 16,7 ‰, в Поти 13,7 ‰. По густоте изоплет можно вынести суждение, что осолонение вод после паводкового распреснения протекает менее интенсивно в юго-восточном районе моря по сравнению с северо-западной частью, что, по-видимому, связано с растянутостью летнего паводка горных рек Кавказа.

4.4.2. Многолетняя изменчивость

Статистические характеристики средней годовой солености прибрежных вод моря приведены в виде «ящиков с усами» на рис. 4.16. Минимальная по морю средняя годовая соленость около 13,5 ‰ наблюдается в прикерченском районе, что еще раз свидетельствует о влиянии на этот район опресненных азовских вод, многолетняя соленость которых в последние годы около 11,9 ‰ [2]. Соленость на станциях Кавказского побережья понижается с 17,8 ‰ у Новороссийска до 15,3 ‰ у Очамчира. Соленость прибрежных вод в районе Крыма близка к средней солености поверхностного слоя моря (18 ‰), а ее колебания в большей степени характеризуют изменчивость солености вод открытого моря. Весьма низкая средняя годовая соленость (около 14,5 ‰) характерна для запад-

ного побережья северо-западной части моря. Отсюда распресненные воды переносятся к югу ОЧТ, что отражается на солености в Варне и хорошо прослеживается на картах поверхностного

ния, достигающего в Хорлах 1190 мм в год [4]. Из рис. 4.16 видно, что с уменьшением средней многолетней солености увеличивается ее изменчивость. Чем сильнее зависимость солености вод от

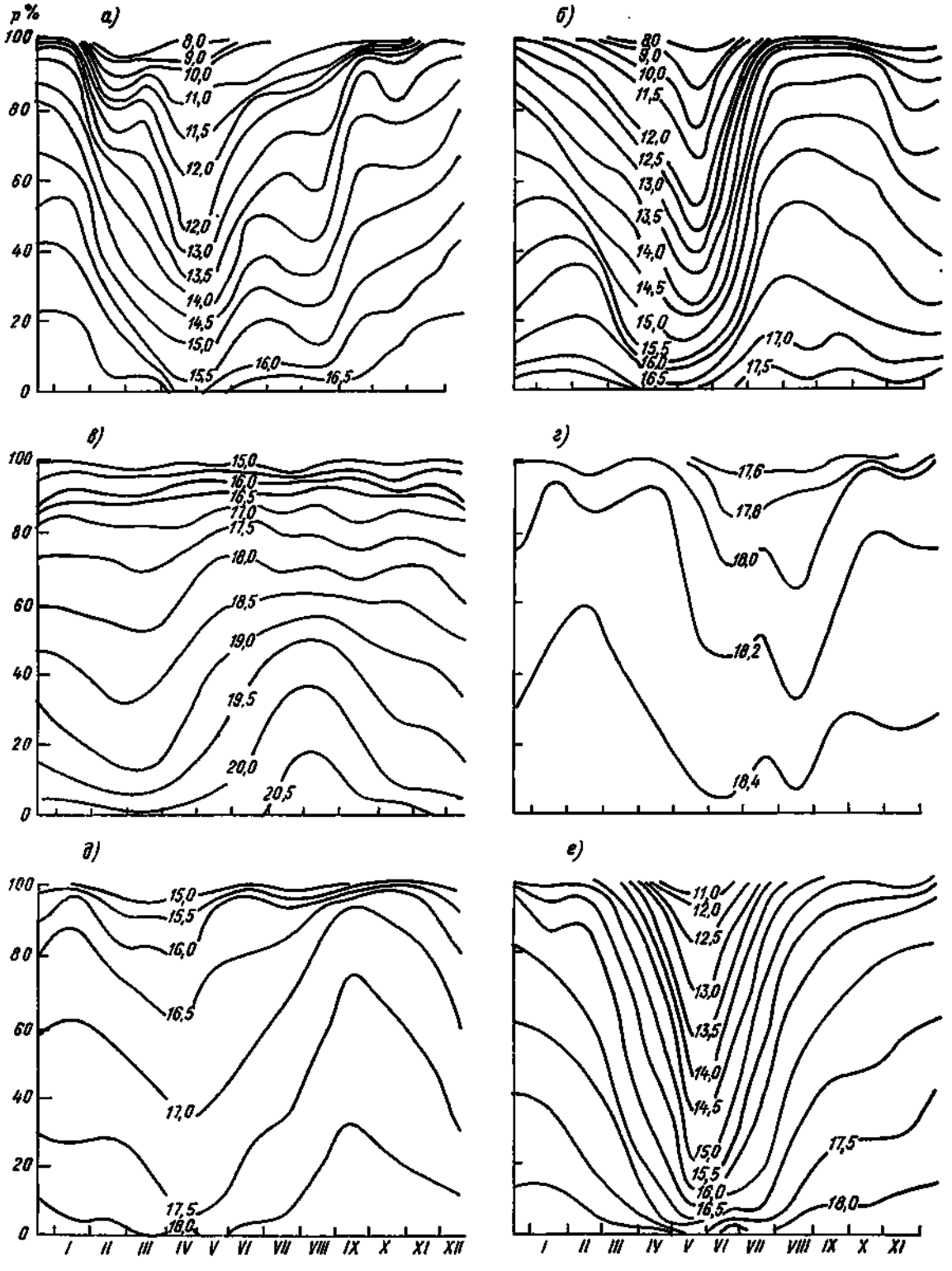


Рис. 4.15. Распределение солености воды на станциях Приморское (*а*), Одесса (*б*), Хорлы (*в*), Херсонесский маяк (*г*), Туапсе (*д*), Поти (*е*), ‰.

распределения солености [3]. Самая высокая средняя годовая соленость вод (18,5 ‰) в Каркинитском заливе. Вследствие его относительной изолированности затруднен адвективный водообмен с соседними областями, а малые глубины способствуют быстрому осолонению в результате испаре-

влияния местных факторов, тем значительнее ее межгодовая изменчивость.

Выявленные тренды средних годовых значений солености вод, для которых нуль — гипотеза для углового коэффициента отвергается на 95 %-ном уровне значимости, представлены в табл. 4.11. Из

ее данных следует, что в прибрежных районах северо-западной части моря и Крыма наблюдается многолетнее распреснение вод, что связано с климатическим ростом стока Дуная, превышающим антропогенные изъятия его вод [4]. Значительное понижение солености в Хорлах вызвано, очевидно, сбросом в последние годы вод Северо-Крымского канала в верховьях Каркинитского залива.

Результаты вычисления многолетних изменений солености по средним месячным значениям приведены в табл. 4.12. В северной части северо-западного района моря зимой отмечаются значительные отрицательные тенденции солености, а весной — положительные (2—3 ‰), что связано с изменением зарегулированного гидрографа стока Днепра [4], коэффициент неравномерности внутригодового распределения которого снизился почти в 2 раза. За период зарегулирования стока весной значимых трендов не выявлено. Во все сезоны прослеживается распреснение вод в Каркинитском заливе, что связано со сбросом в него шахтных вод и от Северо-Крымского канала. В последние десятилетия, когда этот процесс стабилизировался, тенденции солености отмечаются только в весенние месяцы. Меньшие отрицательные тенденции солености вод (0,5 ‰) характерны для побережья Крыма и вызваны они общей тенденцией некоторого рассолонения моря [4]. В прикерченском районе в последнее 10-летие наметилась также тенденция к снижению солености вод, сменившая период с положительной тенденцией, что связано со стабилизацией режима солености в Азовском море. В осенне-зимний период уменьшается соленость поверхностного слоя прибрежных вод юго-западной части моря. Анализ рядов стока за период 1923—1985 гг. показал наличие значимых положительных тенденций в осенне-зимний период рек Турции, что, по-видимому, явилось причиной падения солености. Отрицательный тренд стока рек Турции с апреля по июнь привел к росту солености прибрежных вод в весенне-лет-

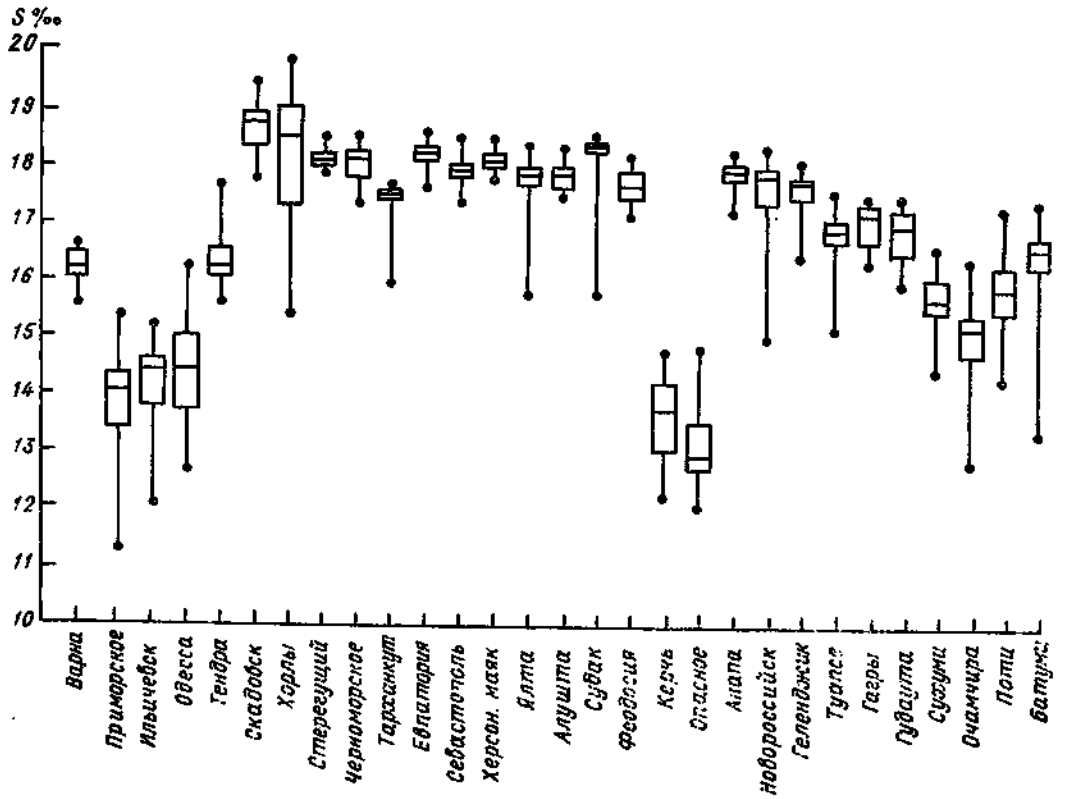


Рис. 4.16. Статистические характеристики средних годовых значений солености вод.
Усл. обозначения см. рис. 4.7.

Таблица 4.11

Тренды средней годовой солености вод

Станция	Период	Размах колебаний, ‰	Критерий Фишера	
			F	$F_{кр}$ (0,95)
Одесса	1950—1984	—1,69	14,81	4,13
Хорлы	1950—1984	—3,66	131,38	4,13
Черноморское	1951—1984	—0,58	7,78	4,67
Севастополь	1950—1984	—0,31	15,41	4,13
Ялта	1950—1984	—0,24	6,28	4,13

Таблица 4.12

Размах колебаний (‰) средней месячной солености вод для тренда 95 %-ного уровня значимости

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Одесса												
1926—1985		—3,37	—3,74		3,15	2,85						—1,91
1956—1080		—3,57	—4,15				—2,26	—2,26	—2,53	—1,76		—2,44
Очаков												
1933—1985	—2,20	—1,85		3,47	3,23							—2,60
Хорлы												
1937—1985	—2,73	—2,44	—2,42	—3,07	—3,78	—4,12	—4,74	—4,48	—4,70	—4,40	—3,73	—3,85
1956—1985	—2,88	—2,97	—2,98	—2,93	—3,61	—3,84	—4,50	—4,14	—3,83	—3,74	—3,45	—3,10
1976—1985			—3,01	—2,18	—2,28							
Севастополь												
1923—1985			0,44		—0,38	—0,57	—0,63	—0,58	—0,43	—0,45		
1956—1985									—0,33	—0,28	—0,20	—0,36
1976—1985							—0,43					
Херсонесский маяк												
1915—1985				—0,15	—0,30	—0,28	—0,47		—0,43	—0,23		
1956—1985		—0,19		—0,18						—0,20		
1978—1985					—0,38				—0,42			—0,32
Ялта												
1931—1975									—0,51	—0,26		
1956—1985									—0,49	—0,32		
1976—1985				—0,51	—0,57	—0,48				—0,33		
Феодосия												
1917—1985					0,62			—0,36	—0,37			
1976—1985				—0,65								—0,50
Керчь												
1926—1963	2,06	2,28	1,98	1,24	2,18	1,23		1,58		1,04	1,81	1,07
Новороссийск												
1947—1985						—0,84	—0,95	—0,99	—0,83	—0,59	—0,66	
1956—1985								—0,67	—0,49			
Поти												
1927—1985						2,22		1,10				
1956—1985			1,74	2,03		2,29						
1976—1985				—4,10			—3,07	—2,64		—2,38	—2,72	
Батуми												
1943—1985	—1,12	—1,05		1,42					—1,11		—1,41	—1,85
1956—1985	1,42	—1,19							—1,11		—1,41	—1,89
1976—1985										—2,21	—3,85	—3,67

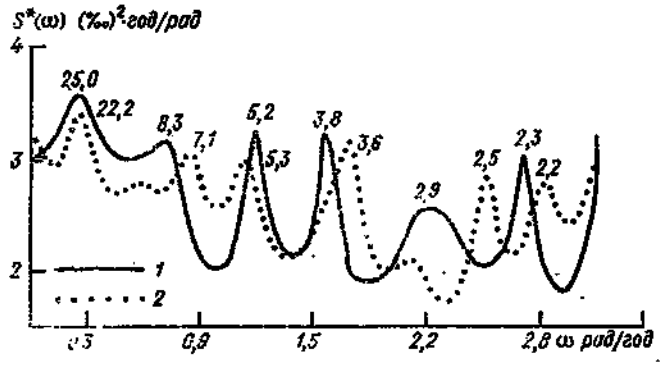


Рис. 4.17. АР-оценки спектральной плотности солености вод ($p = 20$).

1 — Феодосия; *2* — Севастополь; цифры — период колебаний, число лет.

ний период. В районе Кавказского побережья севернее Поти значимых многолетних тенденций солености вод не обнаружено. Отрицательные тенденции солености в Новороссийске связаны, по всей видимости, с местными особенностями из-за частого переноса мест наблюдения. Выявление многолетних периодичностей колебаний солености вод затруднено, так как ряды ее средних годовых значений, используемые при анализе, только на немногих станциях продолжительны и не имеют больших разрывов. Поэтому спектральные оценки (рис. 4.17) приведены лишь для районов Феодосии и Севастополя по рядам наблюдений около 60 лет. Выявленные периодичности, близкие к 25, 22, 8, 7, 5, 4, 3 годам, связаны с изменениями климата [135].

5. ЛЕД

5.1. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ И СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

Черное море расположено в сравнительно низких широтах. Поэтому льдом покрывается лишь незначительная часть акватории моря и ледовый режим отличается большой изменчивостью условий и в течение зимы, и от года к году. Лед наблюдается в основном в северо-западной части и только в умеренные и суровые зимы небольшое его количество появляется в северо-восточном районе моря.

Наблюдения за льдами в бассейне моря начались еще в середине прошлого века. Сначала это были разрозненные случайные записи, сделанные в некоторых портах и на маяках. В 1908 г. появилась первая инструкция по ледовым наблюдениям, предусматривающая ежедневные подробные записи в местах ледовых наблюдений. Однако пунктов наблюдений было чрезвычайно мало. В дореволюционный период наблюдения проводились нерегулярно, без установившейся и четкой методики. Не было сделано никаких обобщений по ледовому режиму моря, кроме работы Шпиндлера «Наблюдения над вскрытием и замерзанием морей у берегов России».

Ранние работы по ледовому режиму Черного моря в основном посвящены описанию отдельных экстремальных по суровости зим [12, 50, 63, 123, 131, 154, 156]. В конце 30-х гг. Б. С. Шустовым подготавливаются разделы о ледовом режиме для гидрометеорологического справочника Черного моря, куда вошли материалы наблюдений до 1935 г. включительно. Они были малочисленны, неоднородны и малосравнимы между собой. По сравнительно небольшому числу пунктов с сильно различающимися рядами наблюдений приведены средние и экстремальные даты четырех основных ледовых явлений: появления льда, замерзания, вскрытия и очищения, их повторяемость по декадам, а также сведения о числе дней со льдом. Ледовый режим открытых районов моря описан приближенно и схематично, карты распределения и вероятности наличия льда по пунктам и декадам построены не по материалам фактических наблюдений, которых в те годы просто не было, а на основе теоретических представлений.

Параллельно с изучением режима исследуются и условия ледообразования с целью создания методов ледовых прогнозов. К числу первых разработок относятся работы Ширкиной Н. А., Лоидиса А. П., Каракаша А. И., Негляда К. В., Теодоровича А. А. [75].

В 1938 г. Ширкиной Н. А. дана классификация синоптических процессов, вызывающих наступление холодов, выяснено, какой из типов процессов обеспечивает устойчивое похолодание в бассейне и доказано наличие преемственности синоптических процессов от лета к предзимью, что в свою очередь определяет характер будущей зимы [154]. В этой работе впервые обращено достаточное внимание на сильные различия между зимами по степени суровости, выделены шесть групп в зависимости от сроков наступления и устойчивости холодов.

В послевоенные годы продолжается изучение ледового режима Черного моря. Совершенствуется методика наблюдений за льдами. В 1949 г. выходит новое «Наставление». Составляются ежегодные ледовые обзоры. С 1949 г. начали проводить авиационные наблюдения за ледяным покровом Черного моря по заявкам потребителей. Этот новый этап изучения ледового режима характерен стремлением исследователей прежде всего вскрыть физическую сущность и причины ледовых явлений и их взаимосвязь.

В Центральном институте прогнозов разработаны методы долгосрочного прогноза осенних (Н. А. Белинский) и весенних ледовых фаз (Е. М. Саукан). В этих работах зависимости строились на учете атмосферной циркуляции, выраженной индексами в естественно-синоптическом районе. Такое основание метода авторы объясняют тем, что температура воздуха в данной точке, оказывающая влияние на температуру воды и в конечном счете на появление льда, зависит не только от состояния барического поля в рассматриваемой точке, но и от его состояния в смежных районах. Установлено, что средние многолетние значения температуры воздуха отвечают средним многолетним значениям интенсивности циклонической и антициклонической деятельности, а аномалии температуры воздуха отвечают аномалиям интенсивности циклонической и антициклонической деятельности.

Первое наиболее полное и подробное исследование ледового режима Черного моря проведено А. Н. Сироткиной [75]. Ею выявлены характерные особенности ледового режима, необходимые для прогнозирования. Таких особенностей несколько: большие колебания в сроках наступления фаз; разновременность фаз в разных районах; неустойчивость ледяного покрова; изменчивость условий от зимы к зиме; возможность переноса льда в районы, где еще нет условий для ледообразования; громадная роль выноса льда при очищении; неоднократные вскрытия и очищения в течение зимы. Сироткина А. И. решает задачу отыскания зависимости, позволяющей предсказывать с малой заблаговременностью время появления льда. В ее работе определены критерии суровости типов зим для Черного моря на основе сумм средних суточных отрицательных температур воздуха по Одессе, Очакову и Скадовску. По этой классификации суровым зимам соответствует сумма градусо-дней мороза за период с октября по апрель более 400, умеренным зимам — от 200 до 400 и мягким зимам — менее 200.

На основе ледовых наблюдений морских гидрометеорологических станций и постов за зимы с 1900/01 по 1956/57 г., судовых и авиационных наблюдений за зимы с 1923/24 по 1957/58 г. был составлен «Атлас льдов Черного и Азовского морей» [10] под редакцией В. С. Назарова. В Атласе представлены карты, графики и таблицы, содержащие основные сведения о ледовом режиме Черного моря. На картах представлено среднее месячное распространение льда в зимы различной обеспеченности, показаны преобладающие значения форм, густоты и толщины плавучего льда, но

эти сведения очень ограничены. Слабо освещен дрейф льда.

Наиболее полный обзор сезонного и межгодового изменения ледовитости и положения кромки льда на Черном море дан в работе А. И. Крындина [75]. Он обработал материалы наблюдений за льдом до 1962 г. и на основании этого исследовал причины возникновения зим различных типов, дал анализ атмосферных макропроцессов, вызывающих аномалии в развитии ледяного покрова на морях, предложил методику долгосрочного прогноза общей ледовитости Черного моря, подтвердил известную связь предзимних процессов с зимними. Для определения средних месячных значений ледовитости и кромки льда составлены расчетные статистические зависимости, главным аргументом которых является общая ледовитость, получаемая по прогнозу. Крындин в своей работе не касался вопроса о ледовом режиме северо-восточной части Черного моря.

В 1964—1970 гг. в БГМО ЧАМ обработаны материалы наблюдений по 44 ледовым пунктам Черного моря, т. е. по всем когда-либо действовавшим пунктам за все годы наблюдений по 1964 г. Несмотря на обилие материала и довольно длинные ряды наблюдений, ледовый режим освещен неодинаково по различным районам моря, вследствие неоднородности и малой сравнимости материалов как по качеству, так и по длине рядов.

В 1972 г. вышла работа Н. И. Жидковой [47], в которой рассмотрены ледовые условия в зимы различной суровости, рассчитаны суммы градусоднéй мороза за зимние периоды с 1928/29 по 1970/71 г. По расчетам Н. И. Жидковой на Черном море суровые зимы наблюдаются в 15 % случаев, умеренные — в 45 и мягкие — в 40 %.

В 1973 г. издан сборник «Исследование льдов южных морей СССР» [53], где помещен ряд статей, освещающих отдельные вопросы ледового режима Черного моря.

Расчет и прогноз ледовых явлений в некоторых портах Азовского и Черного морей, а также долгосрочный прогноз сроков появления льда в прибрежных районах представлены в работах [143—145].

5.2. ХАРАКТЕРИСТИКА ИСПОЛЬЗОВАННЫХ МАТЕРИАЛОВ И ПРИНЯТАЯ МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Использованы ледовые наблюдения в 49 пунктах (включая врéменные) с периодом измерений от 1 до 60 лет. Кроме того, были проанализированы авиационные наблюдения за период 1949—1985 гг., которые проводились нерегулярно, особенно в начале и в конце ледовых сезонов. В отдельные мягкие зимы авиаразведки совсем не производились.

Основная часть наблюдений приходится на северо-западную часть моря и лишь незначительная — на северо-восточную.

Степень суровости зим определялась по классификации А. А. Теодоровича и А. И. Сироткиной в зависимости от сумм средних суточных отрицательных температур воздуха за период с октября по апрель по наблюдениям на станциях Одесса, Очаков, Хорлы (табл. 5.1). Из 57 рассмотренных зим 14 % оказались суровыми, 46 — умеренными и 40 % — мягкими.

Таблица 5.1

Типизация зим в северо-западном районе Черного моря

Зима	Сумма градусо-дней мороза	Тип зимы	Зима	Сумма градусо-дней мороза	Тип зимы
1925/26	244	У	1956/57	207	У
1926/27	272	У	1957/58	126	М
1927/28	562	С	1958/59	112	М
1928/29	606	С	1959/60	284	У
1929/30	167	М	1960/61	145	М
1930/31	322	У	1961/62	130	М
1931/32	481	С	1962/63	450	С
1932/33	274	У	1963/64	365	У
1933/34	341	У	1964/65	209	У
1934/35	405	С	1965/66	84	М
1935/36	103	М	1966/67	264	У
1936/37	315	У	1967/68	249	У
1937/38	185	М	1968/69	376	У
1938/39	185	М	1969/70	188	М
1939/40	385	У	1970/71	182	М
1940/41	299	У	1971/72	398	У
1944/45	320	У	1972/73	203	У
1945/46	261	У	1973/74	176	М
1946/47	513	С	1974/75	47	М
1947/48	162	М	1975/76	326	У
1948/49	329	У	1976/77	191	М
1949/50	362	У	1977/78	210	У
1950/51	192	М	1978/79	251	У
1951/52	122	М	1979/80	230	У
1952/53	190	М	1980/81	75	М
1953/54	840	С	1981/82	196	М
1954/55	103	М	1982/83	120	М
1955/56	377	У	1983/84	54	М
			1984/85	641	С

Примечание С — суровая зима; У — умеренная; М — мягкая.

Данные прибрежных наблюдений обработаны статистическим методом и представлены по основным элементам ледового режима (табл. 5.2). Для станций с рядами наблюдений не менее 20 лет получена повторяемость дат первого ледообразования и окончательного очищения ото льда по декадам ледового периода (табл. 5.3).

По картам авиаразведок рассчитаны средние месячные и сезонные значения ледовитости моря по годам (табл. 5.4). Под ледовитостью понимается суммарное распространение ледяного покрова во всех замерзающих районах моря. В северо-восточном районе площадь, покрывающаяся льдом, невелика и не представляет трудностей для судоходства. Поэтому с достаточной степенью точности за ледовитость Черного моря можно принять лишь площадь моря, покрывающуюся льдом в северо-западной части. Площадь моря, занятая льдом, определялась планиметрированием.

По картам авиаразведок рассчитано среднемесячное положение кромки льда в северо-западной части моря по годам и построены схемы среднего распространения льда в каждом месяце для зим различной суровости (рис. 5.1). Также построены карты максимального распространения льда по месяцам (рис. 5.2).

Для шести ледовых пунктов (Приморское, Одесса, Очаков, Скадовск, Хорлы и Анапа) с длинными рядами наблюдений проведена статистическая обработка дат наступления основных ледовых

Таблица 5.2

Основные элементы ледового режима Черного моря

Характеристика	Первое ледообразование	Первое образование заберега или припая	Начало устойчивого ледообразования	Начало образования устойчивого припая	Первое полное замерзание	Окончательное замерзание	Начало взлома или первой подвижки припая	Окончательное разрушение припая	Первое полное очищение ото льда	Полное окончательное очищение ото льда	Число очищений за зиму	Продолжительность ледового сезона, сут	Число дней в ледовый период со льдом
Вилково (1964—1970)													
Средняя	12 I	нс	6 I	нс	22 I	нс	31 I	нс	нс	13 II	нс	33	22
Ранняя	22 XII		25 XII		22 I		30 I			14 I		18	7
Год	1967		1969		1967 1969		1967			1970		1966	1965
Поздняя	8 II		16 I		22 I		11 II			2 III		52	38
Год	1965		1967		1967 1969		1969			1965		1969	1967
Количество ледовых сезонов	6		3		2								
Вероятность явления, %	100		100		100								
Прорва (1964—1969)													
Средняя	16 I	нс	8 I	нс	21 I	нс	24 I	нс	нс	16 II	1	31	23
Ранняя	22 XII		8 I		21 I		24 I			3 II	1	9	7
Год	1967		1969		1969		1969			1967	1965	1965	1966
Поздняя	18 II		8 I		21 I		24 I			2 III	1	53	45
Год	1965		1969		1969		1969			1969	1965	1969	1969
Количество ледовых сезонов	5		1		1								
Вероятность явления, %	100		100		100								
Приморское (1945—1948, 1960—1978, 1979—1981, 1983—1985)													
Средняя	9 I	20 I	15 I	24 I	22 I	19 I	27 II	20 II	26 I	20 II	3	40	26
Ранняя	12 XII	12 XII	12 XII	12 XII	13 XII	13 XII	30 I	19 I	13 XII	3 I	1	1	1
Год	1946 1959	1946	1946	1946	1946	1946	1946	1974	1959	1970	1946 1947 1955 1966 1973 1978 1985	1966	1966
Поздняя	4 III	8 II	6 II	21 II	13 II	17 II	29 III	30 III	30 III	30 III	8	100	88
Год	1955	1956	1985	1956	1985	1985	1985	1985	1985	1956 1985	1964	1954	1954
Количество ледовых сезонов	35	27	28	26	29	28							
Вероятность явления, %	83	41	29	19	38	11							
Лебедевка (1963—1980, 1981—1985)													
Средняя	14 I	1 III	2 II	нб	нб	нб	нб	нб	30 I	25 II	2	42	23
Ранняя	3 XII	1 III	14 I						5 XII	30 I	1	10	2
Год	1973	1985	1972						1973	1977	1972 1973 1985	1983	1983
Поздняя	1 III	1 III	1 III						2 IV	2 IV	3	63	62
Год	1985	1985	1985						1985	1985	1964	1969	1972
Количество ледовых сезонов	21	11	15	12	12	14							
Вероятность явления, %	81	9	27	0	0	0							
Белгород-Днестровский (1944—1964, 1966—1985)													
Средняя	6 XII	17 XII	22 XII	29 XII	19 XII	30 XII	8 III	13 III	10 I	17 III	3	101	81
Ранняя	4 XI	9 XI	25 XI	25 XI	9 XI	27 XI	12 II	1 II	8 XI	14 II	1	49	27
Год	1979	1956	1948 1953	1948 1953	1956	1948	1958 1973	1977	1979	1977	1945 1947 1961 1964 1968	1978	1975
Поздняя	18 I	18 II	20 II	20 II	18 I	28 I	28 III	1 IV	5 IV	5 IV	7	142	129
Год	1961	1981	1952	1952	1985	1956	1954	1956	1985	1985	1956	1980 1985	1954
Количество ледовых сезонов	39	35	39	34	39	34							
Вероятность явления, %	100	100	87	82	87	47							

Характеристика	Первое ледообразование	Первое образование заберега или припая	Начало устойчивого ледообразования	Начало образования устойчивого припая	Первое полное замерзание	Окончательное замерзание	Начало взлома или первой подвижки припая	Окончательное разрушение припая	Первое полное очищение ото льда	Позднее окончательное очищение ото льда	Число очищений за зиму	Продолжительность ледового сезона, сут	Число дней в ледовый период со льдом
Каролино-Бугаз (1929—1933)													
Средняя	31 I	7 II	нб	нб	12 II	нб	3 III	21 II	10 II	21 II	2	21	17
Ранняя	19 I	6 II			7 II		24 II	10 II	27 I	27 I	1	2	2
Год	1930	1931			1931		1931	1930	1933	1933	1931 1933	1933	1933
Поздняя	13 II	16 II			16 II		9 III	9 III	1 III	20 III	4	35	30
Год	1932	1932			1932		1932	1932	1931	1932	1932	1932	1932
Количество ледовых сезонов	4	4	4	4	4	4							
Вероятность явления, %	100	75	0	0	50	0							
Санжейский маяк (1935—1940)													
Средняя	18 I	24 I	нб	нб	нб	нб	нб	нб	25 I	14 II	4	27	18
Ранняя	1 I	24 I							4 I	4 I	1	3	3
Год	1939	1937							1939	1939	1936 1939	1939	1939
Поздняя	13 II	24 I							17 II	20 III	11	75	40
Год	1936	1937							1936	1940	1940	1940	1949
Количество ледовых сезонов	5	5	5	5	5	5							
Вероятность явления, %	80	20	0	0	0	0							
Ильичевск, море (1962—1984)													
Средняя	22 I	28 I	23 I	18 I	28 I	нб	1 II	12 II	29 I	26 II	3	34	18
Ранняя	3 I	3 I	16 I	18 I	26 I		1 II	20 I	4 I	6 II	1	2	2
Год	1963	1963	1972	1972	1973		1963	1977	1963	1977	1972	1979	1979
Поздняя	27 II	27 II	6 II	18 I	30 I		1 II	29 II	15 III	20 III	4	63	59
Год	1979	1964	1976	1972	1963		1963	1964	1972	1976	1963 1964	1976	1972
Количество ледовых сезонов	22	16	18	16	17	18							
Вероятность явления, %	68	38	28	6	12	0							
Ильичевск, лиман (1962—1980, 1981—1984)													
Средняя	20 I	21 I	21 I	14 I	28 I	17 I	22 II	14 II	2 II	28 II	3	39	25
Ранняя	29 XII	29 XII	11 I	11 I	12 I	17 I	11 II	18 I	30 XII	5 II	1	2	2
Год	1962	1962	1963	1963	1964	1972	1965	1974	1962	1974	1972 1973	1979	1971
Поздняя	27 II	11 II	6 II	17 I	19 II	17 I	3 III	19 III	18 III	21 III	6	83	66
Год	1979	1978	1976	1972	1977	1972	1964	1963	1972	1963	1964	1963	1963
Количество ледовых сезонов	21	15	17	14	18	16							
Вероятность явления, %	76	53	47	14	56	6							
Большой Фонтан (1924—1926, 1928—1935, 1936—1938)													
Средняя	17 I	23 I	31 I	2 II	16 II	нб	1 III	15 II	2 II	16 II	2	34	24
Ранняя	6 I	6 I	31 I	2 II	16 II		1 III	26 I	11 I	11 I	1	4	4
Год	1935	1935	1929	1929	1929		1929	1935	1938	1938	1929 1933 1935 1938	1938	1938
Поздняя	2 II 1931	12 II 1932	31 I 1929	2 II 1929	16 II 1929		1 III 1929	16 III 1932	13 III 1929	13 III 1926 1929	5 1926 1934	72 1929	41 1926 1929
Количество ледовы сезонов	11	11	10	10	10	10							
Вероятность явления, %	82	73	10	10	10	0							

Характеристика	Первое ледообразование	Первое образование заберега или припая	Начало устойчивого ледообразования	Начало образования устойчивого припая	Первое полное замерзание	Окончательное замерзание	Начало взлома или первой подвижки припая	Окончательное разрушение припая	Первое полное очищение ото льда	Полное окончательное очищение ото льда	Число очищений за зиму	Продолжительность ледового сезона, сут	Число дней в ледовый период со льдом
Одесса, море (1922—1941, 1944—1985)													
Средняя	12 I	16 I	21 I	26 I	31 I	27 I	19 II	20 II	26 I	27 II	3	48	30
Ранняя	6 XII	12 XII	19 XII	4 I	25 XII	26 I	17 I	24 XII	10 XII	29 XII	1	1	1
Год	1931	1927	1946	1947	1931	1954	1935	1948	1931	1957	1946	1958	1936
		1931									1949		1958
											1956		
											1958		
											1972		
											1973		
Поздняя	9 III	10 III	11 II	14 II	3 III	27 I	17 III	29 III	1 IV	3 IV	8	109	89
Год	1952	1952	1926	1924	1985	1947	1954	1929	1985	1945	1964	1928	1954
			1985									1936	
Количество ледовых сезонов	60	54	57	52	57	55							
Вероятность явления, %	80	56	46	17	39	4							
Одесса, порт (1922—1941, 1944—1964, 1965—1985)													
Средняя	10 I	14 I	19 I	22 I	28 I	15 I	17 II	18 II	27 I	1 III	3	50	34
Ранняя	6 XII	12 XII	16 XII	17 XII	19 XII	19 XII	7 I	29 XII	10 XII	4 I	1	1	1
Год	1931	1927	1946	1949	1946	1946	1957	1948	1931	1925	1923	1936	1936
		1931									1935		
											1936		
											1937		
											1947		
											1950		
											1955		
											1973		
Поздняя	5 III	10 III	11 II	14 II	10 III	3 II	17 III	29 III	2 IV	2 IV	7	109	101
Год	1955	1952	1926	1924	1952	1956	1954	1929	1985	1985	1932	1928	1954
											1934		
Количество ледовых сезонов	59	52	56	51	56	54							
Вероятность явления, %	86	63	48	20	46	6							
Сычавка (1933—1934, 1936—1941, 1970—1971)													
Средняя	26 XII	31 XII	8 I	нб	29 I	нб	9 II	10 II	10 I	8 III	7	72	40
Ранняя	14 XII	17 XII	8 I		29 I		9 II	18 I	15 XII	23 I	1	4	4
Год	1933	1940	1936		1937		1937	1934	1933	1971	1937	1971	1971
											1971		
Поздняя	19 I	29 I	8 I		29 I		9 II	20 III	10 III	20 III	14	94	61
Год	1971	1937	1936		1937		1937	1940	1937	1940	1934	1941	1937
Количество ледовых сезонов	7	6	7	6	6	6							
Вероятность явления, %	100	83	14	0	17	0							
Лиманы (1937—1941, 1950—1982, 1983—1985)													
Средняя	12 XII	24 XII	27 XII	31 XII	31 XII	1 I	26 II	4 III	4 I	17 III	3	96	75
Ранняя	1 XI	11 XI	24 XI	24 XI	26 XI	11 XII	13 I	20 I	2 XI	10 II	1	25	12
Год	1956	1956	1953	1954	1953	1963	1978	1962	1956	1966	1940	1975	1966
											1961		
											1967		
											1977		
Поздняя	5 II	3 III	6 II	28 I	11 III	30 I	1 IV	5 IV	7 IV	7 IV	11	149	130
Год	1975	1981	1984	1956	1952	1956	1985	1954	1985	1985	1952	1980	1954
Количество ледовых сезонов	38	31	36	32	37	30							
Вероятность явления, %	100	97	89	81	97	67							
Лагерная коса (1929—1931, 1933—1941)													
Средняя	14 XII	27 XII	24 XII	27 XII	9 I	нб	1 II	28 II	7 I	16 III	9	92	60
Ранняя	21 XI	22 XI	16 XII	22 XII	31 XII		7 I	1 I	23 XI	5 III	1	63	30
Год	1935	1936	1938	1930	1934		1930	1939	1935	1938	1931	1938	1936
	1936												
Поздняя	1 I	11 II	24 II	2 I	26 I		3 III	25 III	25 III	22 III	17	120	93
Год	1938	1936	1935	1938	1937		1935	1931	1935	1931	1935	1937	1931
Количество ледовых сезонов	10	10	10	10	10	10							
Вероятность явления, %	100	100	100	30	30	0							

Характеристика	Первое ледообразование	Первое образование заберега или припая	Начало устойчивого ледообразования	Начало образования устойчивого припая	Первое полное замерзание	Окончательное замерзание	Начало взлома или первой подвижки припая	Окончательное разрушение припая	Первое полное очищение ото льда	Полное окончательное очищение ото льда	Число очищений за зиму	Продолжительность ледового сезона, сут	Число дней в ледовый период со льдом
Очаков, море (1925—1941, 1944—1985)													
Средняя	22 XII	2 I	30 XII	1 I	8 I	3 II	15 II	5 III	9 I	15 III	5	83	63
Ранняя	19 XI	21 XI	25 XI	29 XI	9 XII	7 I	22 XII	7 I	22 XI	3 II	1	4	4
Год	1932	1945	1953	1931	1953	1954	1933	1978	1945	1968	1945 1961 1966	1966	1966
Поздняя	9 II	8 III	15 II	31 I	27 II	2 III	19 III	3 IV	24 III	11 IV	13	139	135
Год	1975	1952	1948	1956	1938	1969	1969	1929	1947	1929	1958	1932	1932
Количество ледовых сезонов	57	57	53	55	50	52							
Вероятность явления, %	100	95	79	44	47	4							
Очаков, лиман (1925—1941, 1944—1985)													
Средняя	17 XII	29 XII	24 XII	30 XII	27 XII	17 XII	18 II	8 III	16 I	17 III	3	89	72
Ранняя	19 XI	21 XII	21 XI	29 XI	29 XI	16 XII	22 XII	16 I	21 XI	16 II	1	21	10
Год	1932 1945	1945	1931	1931	1931	1946	1933	1962	1932	1966	1945 1947 1954 1961 1963 1972	1975	1966
Поздняя	9 II	8 III	29 II	11 II	8 III	7 II	27 III	9 IV	14 IV	19 IV	7	139	135
Год	1975	1952	1952	1985	1952	1932	1929	1929	1929	1929	1960	1932	1931
Количество ледовых сезонов	57	51	55	47	54	49							
Вероятность явления, %	100	96	89	66	83	14							
Днепро-Лиманские маяки (1935—1941)													
Средняя	29 XII	30 XII	26 XII	28 XII	8 I	16 I	28 II	13 III	29 I	15 III	3	76	65
Ранняя	13 XII	13 XII	13 XII	13 XII	19 XII	29 XII	11 II	3 III	24 XII	5 III	1	22	20
Год	1938	1938	1938	1938	1940	1939	1941	1936 1938	1936 1939	1936 1938	1941	1936	1936
Поздняя	12 II	16 II	14 I	22 I	15 I	28 I	10 III	24 III	8 III	29 III	5	100	92
Год	1936	1936	1937	1937	1937	1941	1940	1940	1941	1940	1939	1939	1940
Количество ледовых сезонов	6	6	6	6	6	6							
Вероятность явления, %	100	100	83	83	67	50							
Аджигиол (1923—1929, 1931—1941, 1960—1985)													
Средняя	7 XII	24 XII	23 XII	27 XII	1 I	6 I	27 II	4 III	31 XII	13 III	3	96	74
Ранняя	5 XI	20 XI	26 XI	24 XI	29 XI	3 XII	25 XII	18 I	9 XI	3 II	1	53	21
Год	1962	1935	1931	1931	1931	1933	1938	1981	1983	1975	1924 1925 1934	1939	1966
Поздняя	3 I	18 II	4 II	30 I	23 II	6 II	1 IV	3 IV	2 IV	8 IV	8	141	118
Год	1975	1983	1984	1976	1963	1932	1932	1932	1985	1932	1962	1963	1964
Количество ледовых сезонов	41	35	39	32	41	34							
Вероятность явления, %	100	100	90	72	95	50							
Парутино (1933—1936, 1937—1941, 1959—1985)													
Средняя	14 XII	26 XII	23 XII	3 I	30 XII	6 I	28 II	8 III	25 I	15 III	2	91	72
Ранняя	17 XI	21 XI	30 XI	30 XI	28 XI	4 XII	18 I	12 II	2 XII	17 II	1	39	12
Год	1965	1935	1933	1933	1935	1933	1962	1976	1933	1965	1938 1963	1975	1975
Поздняя	19 I	3 III	4 II	6 II	3 III	6 II	30 III	30 III	3 IV	5 IV	8	122	117
Год	1961	1981	1984	1985	1981	1984 1985	1985	1939	1985	1985	1962	1985	1964 1985
Количество ледовых сезонов	33	27	31	23	33	25							
Вероятность явления, %	100	96	84	74	97	60							

Характеристика	Первое ледообразование	Первое образование заберега или припая	Начало устойчивого ледообразования	Начало образования устойчивого припая	Первое полное замерзание	Окончательное замерзание	Начало взлома или первой подвижки припая	Окончательное разрушение припая	Первое полное очищение ото льда	Полное окончательное очищение ото льда	Число очищений за зиму	Продолжительность ледового сезона, сут	Число дней в ледовый период со льдом
Николаев (1964—1985)													
Средняя	9 XII	19 XII	30 XII	30 XII	27 XII	11 I	22 II	12 III	7 I	18 III	нс	97	51
Ранняя	15 XI	3 XII	2 XII	4 XII	27 XI	3 XII	28 XI	17 II	18 XI	14 II		57	14
Год	1983	1973	1973	1984	1965	1973	1965	1977	1983	1966		1982	1966
Поздняя	9 I	11 I	19 II	4 II	19 II	6 II	25 III	1 IV	3 IV	4 IV		136	122
Год	1965	1982	1983	1984	1983	1985	1969	1985	1985	1969		1985	1985
Количество ледовых сезонов	21	15	19	14	21	14							
Вероятность явления, %	100	100	89	71	100	57							
Святотроицкий маяк (1909—1912, 1913—1918, 1923—1924, 1925—1931, 1933—1941)													
Средняя	9 XII	15 XII	20 XII	24 XII	1 I	3 I	24 II	12 III	19 I	20 III	3	102	84
Ранняя	17 XI	19 XI	29 XI	1 XII	30 XI	3 XII	17 I	23 I	18 XI	12 II	1	75	27
Год	1927	1930	1927	1925 1927	1914	1933	1939	1910	1927	1916	1912 1924 1934 1935 1938	1938	1936
Поздняя	25 XII	22 I	21 I	22 I	17 II	26 I	31 III	19 IV	12 IV	12 IV	6	138	129
Год	1923	1917	1917	1917	1936	1911	1929	1929	1929	1929	1917	1928	1928
Количество ледовых сезонов	23	23	23	23	23	23							
Вероятность явления, %	100	100	91	78	100	57							
Лупаревский маяк (1933—1941)													
Средняя	22 XII	24 XII	16 XII	20 XII	27 XII	25 XII	26 II	14 III	10 II	19 III	3	86	80
Ранняя	30 XI	1 XII	30 XI	1 XII	5 XII	5 XII	14 I	3 III	21 XII	3 III	1	21	21
Год	1933	1933	1933	1933	1933	1933	1939	1936	1939	1936	1934 1936	1936	1936
Поздняя	11 II	12 II	9 XII	15 I	13 II	16 I	16 III	25 III	13 III	4 IV	5	109	108
Год	1936	1936	1935	1937	1936	1937	1940	1940	1934	1940	1941	1940	1940
Количество ледовых сезонов	8	8	8	8	8	8							
Вероятность явления, %	100	100	88	88	100	88							
Хабловский маяк (1933—1941)													
Средняя	11 XII	12 XII	15 XII	21 XII	27 XII	25 XII	26 II	13 III	9 II	17 III	2	96	84
Ранняя	15 XI	15 XI	28 XI	3 XII	4 XII	4 XII	14 I	2 III	21 XII	1 III	1	82	39
Год	1935	1935	1933	1933	1933	1933	1936	1934 1936	1940	1936	1937	1938	1936
Поздняя	27 XII	28 XII	27 XII	15 I	12 II	18 I	16 III	24 III	14 III	4 IV	6	109	108
Год	1936	1937	1937	1937	1936	1937	1940	1940	1937	1940	1939	1940	1940
Количество ледовых сезонов	8	8	8	8	8	8							
Вероятность явления, %	100	100	88	88	100	88							
Станислав (1925—1930, 1935—1941, 1949—1985)													
Средняя	11 XII	23 XII	30 XII	4 I	30 XII	8 I	27 II	10 III	16 I	14 III	3	92	69
Ранняя	17 X	5 XI	26 XI	26 XI	23 XI	4 XII	27 XI	11 II	19 X	12 II	1	10	10
Год	1976	1956	1953	1953	1956	1927	1975	1977	1976	1966	1928 1936 1937 1941 1950 1954 1955 1961	1955	1955
Поздняя	10 II	12 II	16 II	5 II	5 III	6 II	30 III	5 IV	5 IV	9 IV	8	143	130
Год	1935	1936	1983	1984	1955	1985	1929	1954	1954	1929	1939 1958 1962	1957	1954
Количество ледовых сезонов	47	41	45	38	46	40							
Вероятность явления, %	100	96	84	76	98	43							

Характеристика	Первое ледообразование	Первое образование заберега или припая	Начало устойчивого ледообразования	Начало образования устойчивого припая	Первое полное замерзание	Окончательное замерзание	Начало взлома или первой подвижки припая	Окончательное разрушение припая	Первое полное очищение ото льда	Полное окончательное очищение ото льда	Число очищений за зиму	Продолжительность ледового сезона, сут	Число дней в ледовый период со льдом
Касперовка (1964—1976)													
Средняя	1 I	4 I	7 I	23 I	12 I	23 I	25 II	4 III	4 II	4 III	нс	67	40
Ранняя	3 XII	4 XII	24 XII	13 I	1 I	14 I	10 II	28 II	28 XII	7 II		2	2
Год	1973	1973	1969	1972	1970	1972	1970	1974	1971	1966		1966	1966
Поздняя	9 II	9 II	13 I	1 II	18 I	1 II	23 III	15 III	20 II	22 III		98	71
Год	1975	1975	1972 1973	1976	1967	1976	1969	1972	1971	1973		1974	1969
Количество ледовых сезонов	12	6	10	5	10	4							
Вероятность явления, %	100	100	80	40	100	50							
Херсон (1964—1972, 1973—1976)													
Средняя	12 I	17 I	8 I	14 I	23 I	нб	3 II	20 II	20 II	20 II	нс	44	32
Ранняя	23 XII	14 I	28 XII	14 I	14 I		30 I	23 II	12 II	31 I		2	2
Год	1967	1972	1969	1972	1972		1968	1972	1975	1974		1966	1966
Поздняя	9 II	19 I	17 I	14 I	1 II		10 II	23 II	1 III	16 III		69	67
Год	1975	1976	1967	1972	1967		1967	1972	1972	1969		1969	1969
Количество ледовых сезонов	11	4	9	2	6	2							
Вероятность явления, %	100	50	78	50	67	0							
Передний Станислав-Аджигольский маяк (1932—1935)													
Средняя	13 XII	15 XII	4 XII	нс	23 XII	22 XII	28 XII	18 III	19 III	20 III	2	97	95
Ранняя	1 XII	1 XII	1 XII		3 XII	22 XII	24 II	11 III	16 III	16 III	1	80	78
Год	1933	1933	1933		1933	1934	1935	1934	1934	1934	1934 1935	1933	1933
Поздняя	1 I	5 I	7 XII		12 I	22 XII	4 III	22 III	23 III	22 III	3	105	105
Год	1933	1933	1933		1933	1934	1933	1935	1935	1933 1935	1933	1934 1935	1934 1935
Количество ледовых сезонов	3	3	2		3	2							
Вероятность явления, %	100	100	100		100	50							
Прогнойск (1938—1941, 1951—1983)													
Средняя	9 XII	10 XII	26 XII	24 XII	26 XII	30 XII	2 III	10 III	4 II	16 III	8	97	74
Ранняя	1 XI	1 XI	19 XI	19 XI	10 XI	25 XI	15 XII	16 XII	6 XI	13 II	1	26	19
Год	1953	1953	1953	1953	1956	1953	1967	1958	1953	1966	1940 1961 1963 1964	1975	1975
Поздняя	4 II	4 II	17 II	28 I	3 III	29 I	28 III	1 IV	29 III	3 IV	71	153	142
Год	1975	1975	1983	1956	1981	1956	1954	1956	1940	1954	1959	1954	1954
Количество ледовых сезонов	35	29	33	29	35	28							
Вероятность явления, %	100	100	88	79	100	61							
Тендровский маяк, море (1926—1930, 1931—1941, 1950—1951, 1953—1957, 1958—1964, 1967—1970)													
Средняя	11 I	17 I	15 I	нб	28 II	нб	2 III	4 II	18 I	24 II	5	44	27
Ранняя	8 XII	18 XII	1 I		10 II		12 II	29 XII	13 XII	29 XII	1	8	5
Год	1927	1938	1935		1929		1929	1929	1927	1930	1930	1938	1964
Поздняя	26 II	16 III	7 II		28 II		1 III	2 III	1 III	2 IV	10	113	83
Год	1963	1936	1932		1932		1932	1937	1963	1932	1928 1935	1928	1928
Количество ледовых сезонов	28	26	25	26	25	26							
Вероятность явления, %	82	42	32	0	4	0							

Характеристика	Первое ледообразование	Первое образование заберега или припая	Начало устойчивого ледообразования	Начало образования устойчивого припая	Первое полное замерзание	Окончательное замерзание	Начало взлома или первой подвижки припая	Окончательное разрушение припая	Первое полное очищение ото льда	Полное окончательное очищение ото льда	Число очищений за зиму	Продолжительность ледового сезона, сут	Число дней в ледовый период со льдом
Тендровский маяк, залив (1926—1930, 1931—1941, 1950—1951, 1953—1956, 1965—1966)													
Средняя	11 I	13 I	10 I	17 I	24 I	5 I	27 II	1 III	7 II	6 III	3	54	48
Ранняя	8 XII	9 XII	8 XII	29 XII	30 XII	5 I	26 I	6 I	17 XII	25 I	1	14	5
Год	1927	1927	1927	1953	1927	1954	1935	1939	1927	1938	1927 1932 1954 1955	1936	1955
Поздняя	16 II	10 III	7 II	7 II	11 II	5 I	22 III	3 IV	7 IV	7 IV	6	113	108
Год	1936	1955	1932	1932	1932	1954	1929	1932	1932	1932	1933 1941	1928	1928
Количество ледовых сезонов	19	19	19	19	18	18							
Вероятность явления, %	95	84	74	42	61	6							
Ново-Алексеевка (1937—1940)													
Средняя	16 I	4 III	нб	нб	нб	нб	нб	12 II	18 I	28 II	4	43	11
Ранняя	12 XII	4 II						12 II	14 XII	12 II	1	2	2
Год	1938	1940						1940	1938	1940	1938	1938	1938
Поздняя	26 II	4 II						12 II	28 II	16 III	6	94	16
Год	1938	1940						1940	1938	1939	1939	1939	1939 1940
Количество ледовых сезонов	3	3	3	3	3	3							
Вероятность явления, %	100	33	0	0	0	0							
Джарылгачский маяк (1925—1926, 1927—1929, 1930—1935, 1939—1941)													
Средняя	23 XII	28 XII	9 I	13 I	3 II	нб	4 II	16 II	23 II	10 III	5	74	55
Ранняя	5 XII	5 XII	11 XII	21 XII	20 I		21 I	14 I	2 XII	18 II	1	41	38
Год	1925	1925	1927	1927	1833		1933	1935	1933	1941	1928	1940 1941	1933
Поздняя	11 I	12 I	11 II	25 I	16 II		18 II	9 III	26 III	27 III	9	117	106
Год	1933	1933	1926	1931	1932		1932	1932	1928	1932	1935	1932	1928
Количество ледовых сезонов	10	10	10	10	10	12							
Вероятность явлений, %	100	90	80	40	20	0							
Скадовск (1925—1941, 1944—1964, 1966—1982)													
Средняя	19 XII	28 XII	28 XII	3 I	6 I	6 I	27 II	3 III	17 I	10 III	4	80	61
Ранняя	19 XI	19 XI	24 XI	29 XI	2 XII	11 XII	16 I	3 II	22 XI	12 II	1	3	3
Год	1932	1932	1959	1931 1933	1931	1933	1939	1978	1945	1975	1928 1932 1945 1947 1964	1975	1975
Поздняя	19 II	6 III	29 I	9 II	6 III	10 III	31 III	3 IV	1 IV	6 IV	11	132	123
Год	1948	1955	1956	1930	1955	1932	1929	1929	1928	1954	1960	1954	1932
Количество ледовых сезонов	52	47	51	45	51	46							
Вероятность явления, %	98	94	76	71	84	50							
Хорлы (1925—1941), 1945—1985)													
Средняя	14 XII	23 XII	2 I	5 I	20 I	18 I	11 II	2 III	27 XII	9 III	5	85	59
Ранняя	7 XI	7 XI	25 XI	26 XII	24 XII	8 I	11 I	21 I	9 XI	8 II	1	15	4
Год	1946	1946	1948	1948	1927	1954	1940	1957	1946	1958	1932 1934	1983	1981
Поздняя	20 II	31 I	13 II	17 II	15 II	26 I	29 III	1 IV	23 III	5 IV	12	133	124
Год	1983	1956	1948	1985	1932	1950	1954	1929	1932	1954	1962	1954	1928
Количество ледовых сезонов	56	48	54	47	48	46							
Вероятность явления, %	100	83	76	57	56	7							

Характеристика	Первое ледообразование	Первое образование заберега или припая	Начало устойчивого ледообразования	Начало образования устойчивого припая	Первое полное замерзание	Окончательное замерзание	Начало взлома или первой подвижки припая	Окончательное разрушение припая	Первое полное очищение ото льда	Полное окончательное очищение ото льда	Число очищений за зиму	Продолжительность ледового сезона, сут	Число дней в ледовый период со льдом
Стерегущий (1932—1940, 1947—1974, 1975—1984)													
Средняя	21 XII	12 I	5 I	2 I	11 I	30 XII	17 II	14 II	2 I	5 III	4	73	38
Ранняя	3 XI	4 XII	9 XII	15 XII	16 XII	16 XII	4 I	5 I	7 XI	6 I	1	19	5
Год	1979	1993	1953	1948	1948	1948	1939	1939	1979	1939	1936 1937 1939 1950	1936	1966
Поздняя	18 II	10 III	18 II	23 I	20 II	22 I	3 III	19 III	24 III	2 IV	8	133	113
Год	1948	1952	1948	1950	1936	1954	1954	1954	1972	1954	1964	1954	1954
Количество ледовых сезонов	44	34	40	35	36	33							
Вероятность явления, %	100	50	53	23	44	12							
Черноморское, бухта (1936—1941, 1945—1985)													
Средняя	12 I	13 I	14 I	3 I	17 I	25 I	19 I	15 II	27 I	15 II	2	36	25
Ранняя	8 XII	8 XII	18 XII	18 XII	21 XII	25 I	4 XII	13 I	17 XII	16 I	1	1	1
Год	1945	1945	1953	1953	1948	1954	1946	1940	1959	1940	1937 1940 1947 1951 1956 1957 1963	1978	1978
Поздняя	22 II	25 II	14 II	2 II	21 II	25 I	4 III	19 III	23 III	23 III	4	95	80
Год	1979	1979	1985	1956	1985	1954	1954	1985	1985	1985	1949 1964	1960	1954
Количество ледовых сезонов	45	40	10	37	39	40							
Вероятность явления, %	58	48	13	8	15	3							
Черноморское, залив (1936—1941, 1947—1948, 1951—1964, 1965—1967, 1969—1970, 1971—1974, 1975—1978, 1980—1981, 1983—1985)													
Средняя	21 I	21 I	25 I	21 I	2 II	нб	12 II	6 II	5 II	12 II	2	19	17
Ранняя	18 XII	20 XII	14 I	16 I	24 I		28 I	12 I	26 XII	7 I	1	1	1
Год	1953	1953	1972	1972	1963		1962	1940	1953	1957	1937 1940 1963 1964	1977 1978	1977 1978
Поздняя	24 II	19 II	14 II	25 I	21 II		27 II	19 III	23 III	23 III	4	76	63
Год	1964	1985	1985	1954	1985		1954	1985	1985	1985	1954 1956	1954	1954
Количество ледовых сезонов	31	30	30	29	31	27							
Вероятность явления, %	45	27	13	7	16	0							
Бурлачья Балка (1964—1972, 1973—1974, 1975—1978)													
Средняя	5 I	20 I	19 I	17 I	4 II	нб	15 II	6 II	5 II	28 II	нс	55	35
Ранняя	11 XII	6 I	11 I	6 I	26 I		9 II	21 I	12 I	4 II		30	6
Год	1968	1977	1967	1977	1972		1965	1974	1977	1974		1978	1970
Поздняя	24 I	25 I	5 II	17 I	14 II		21 II	28 II	20 III	20 III		95	69
Год	1978	1978	1976	1972	1976		1967	1976	1972	1972		1969	1969
Количество ледовых сезонов	12	5	6	4	7	5							
Вероятность явления, %	100	100	100	25	57	0							
Озерное (1949—1967)													
Средняя	14 I	16 I	14 I	5 I	19 I	6 I	3 III	22 II	7 II	22 II	2	39	30
Ранняя	3 XII	5 I	5 I	5 I	6 I	6 I	13 II	5 II	7 XII	9 I	1	4	4
Год	1963	1954	1954	1954	1954	1954	1950	1964	1963	1957	1950 1954 1956 1957 1960	1966	1966
Поздняя	7 II	1 II	1 II	5 I	1 II	6 I	5 III	21 III	21 III	21 III	6	102	75
Год	1960	1956	1956	1954	1956	1954	1954	1954	1954	1954	1964	1964	1954
Количество ледовых сезонов	18	15	15	15	15	15							
Вероятность явления, %	56	33	33	7	33	7							

Характеристика	Первое ледообразование	Первое образование заберега или припая	Начало устойчивого ледообразования	Начало образования устойчивого припая	Первое полное замерзание	Окончательное замерзание	Начало взлома или первой подвижки припая	Окончательное разрушение припая	Первое полное очищение ото льда	Полное окончательное очищение ото льда	Число очищений за зиму	Продолжительность ледового сезона, сут	Число дней в ледовый период со льдом
Евпатория (1926—1940, 1944—1985)													
Средняя	12 I	21 I	26 I	31 I	2 II	нб	16 II	14 II	18 I	14 II	3	33	15
Ранняя	26 XII	11 XII	14 I	31 I	2 II		16 II	13 I	29 XI	13 I	1	1	1
Год	1953	1945	1972	1929	1954		1954	1940	1953	1940	1937 1940 1956 1963 1967 1972 1978 1980	1980	1980
Поздняя	21 II	12 III	9 II	31 I	2 II		16 II	23 III	17 III	24 III	11	108	60
Год	1985	1985	1976	1929	1954		1954	1928	1985	1928	1928	1928	1954
Количество ледовых сезонов	55	51	51	50	49	46							
Вероятность явления, %	55	33	10	2	2	0							
Заветное (1965—1968, 1975—1976)													
Средняя	24 I	8 II	5 II	нб	9 II	нб	нб	20 II	28 II	16 III	нс	40	22
Ранняя	21 I	8 II	5 II		9 II			12 II	28 II	9 III		22	7
Год	1968	1976	1976		1976			1968	1976	1967		1968	1968
Поздняя	11 II	8 II	5 II		9 II			27 II	28 II	22 III		63	35
Год	1967	1976	1976		1976			1976	1976	1976		1976	1976
Количество ледовых сезонов	4	2	2	2	22	2							
Вероятность явления, %	75	50	50	0	50	0							
Григорьевка (1975—1977)													
Средняя	13 I	нб	7 I	нб	нб	нб	нб	нб	17 I	23 II	нс	41	18
Ранняя	7 I		7 I						10 I	1 II		25	15
Год	1977		1977						1977	1977		1977	1977
Поздняя	19 I		7 I						23 I	15 III		56	21
Год	1976		1977						1976	1976		1976	1976
Количество ледовых сезонов	2	2	2	2	2	2							
Вероятность явления, %	100	0	50	0	0	0							
Понтонный мост (1969—1985)													
Средняя	21 XII	15 I	25 XII	7 I	20 I	1 II	1 III	26 II	28 I	13 III	нс	76	48
Ранняя	3 XII	8 XII	3 XII	21 XII	27 XII	14 I	7 II	12 I	18 XII	10 II		54	6
Год	1973	1973	1973	1975	1975	1971	1975	1981	1976	1977		1977 1981	1981
Поздняя	9 I	2 III	9 I	14 I	26 II	19 II	28 III	30 III	2 IV	2 IV		117	95
Год	1981 1982	1981	1982	1973	1979	1985	1985	1985	1985	1985		1985	1985
Количество ледовых сезонов	16	15	16	13	15	14							
Вероятность явления, %	100	100	56	31	60	21							
Феодосия, залив (1927—1928, 1945—1959, 1960—1967, 1971—1973)													
Средняя	28 I	4 II	23 I	нб	нб	нб	нб	10 II	1 II	10 II	2	12	10
Ранняя	17 I	2 II	23 I					21 II	19 I	24 I	1	2	2
Год	1972	1972	1972					1954	1972	1973	1928 1950 1973	1928 1973	1928
Поздняя	5 II	5 II	23 I					21 II	9 II	26 II	4	27	23
Год	1928	1954	1972					1954	1950	1954	1954	1972	1972
Количество ледовых сезонов	24	23	23	23	23	23							
Вероятность явления, %	21	9	4	0	0	0							

Характеристика	Первое ледообразование	Первое образование заберегов или припая	Начало устойчивого ледообразования	Начало образования устойчивого припая	Первое полное замерзание	Окончательное замерзание	Начало взлома или первой подвижки припая	Окончательное разрушение припая	Первое полное очищение ото льда	Полное окончательное очищение ото льда	Число очищений за зиму	Продолжительность ледового сезона, сут	Число дней в ледовый период со льдом
Феодосия, порт (1927—1928, 1945—1967, 1972—1973)													
Средняя	26 I	6 II	2 II	нб	6 II	нб	нб	10 II	3 II	10 II	1	14	9
Ранняя	20 XII	5 II	2 II		5 II			8 II	26 XII	24 I	1	1	1
Год	1946	1954	1953		1954			1950	1946	1973	1928 1950 1954 1956	1956	1956
Поздняя	6 II	6 II	2 II		6 II			1 III	1 III	1 III	2	47	27
Год	1928	1928 1950	1954		1950			1954	1954	1954	1947	1947	1954
Количество ледовых сезонов	24	23	23	23	23	23							
Вероятность явления, %	25	13	4	0	7	12							
Кыз-Аул (1927—1932, 1933—1939, 1940—1942, 1944—1955)													
Средняя	22 I	14 II	нб	нб	нб	нб	нб	20 II	22 I	23 II	4	30	9
Ранняя	9 XII	25 I						2 II	12 XII	15 I	1	1	1
Год	1945	1945						1946	1945	1935	1935 1939	1939	1939
Поздняя	7 III	5 III						8 III	8 III	30 III	10	85	21
Год	1939	1932						1932	1939	1928	1954	1949	1954
Количество ледовых сезонов	24	24	24	24	24	24							
Вероятность явления, %	67	13	0	0	0	0							
Анапа (1924—1942, 1944—1967)													
Средняя	3 I	3 I	нб	нб	нб	нб	нб	6 II	14 I	17 II	1	40	16
Ранняя	23 XI	28 XI						29 XI	24 XI	25 XII	1	3	2
Год	1927 1933	1959						1959	1933	1933	1937 1940 1945 1951 1956 1959 1963	1951 1963	1948
Поздняя	23 II	21 II						24 III	18 III	25 III	10	121	52
Год	1938 1948	1945						1942	1949	1942	1929	1928	1928
Количество ледовых сезонов	41	41	41	41	41	41							
Вероятность явления, %	73	54	0	0	0	0							
Новороссийск (1934—1938, 1946—1967)													
Средняя	16 I	17 I	нб	нб	нб	нб	нб	24 I	21 I	24 I	1	8	5
Ранняя	19 XII	19 XII						26 XII	26 XII	26 XII	1	1	1
Год	1946	1946						1946	1946	1946	1935 1937 1947 1950 1957	1957	1957
Поздняя	5 II	5 II						23 II	12 II	23 II	2	18	9
Год	1954	1950 1954						1954	1950	1954	1954	1954	1935
Количество ледовых сезонов	25	25	25	25	25	25							
Вероятность явления, %	24	12	0	0	0	0							

Таблица 5.3

Повторяемость дат первого ледообразования и окончательного очищения ото льда

Ледовый пункт	X			XI			XII			I			II			III			IV		
	декада			декада			декада			декада			декада			декада			декада		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Приморское								21	10	17 7	28 3	14 21	7	7 10	7	3 10	14	21			
Белгород-Днестровский				5	13	13	26	31	5	5	2			3		28	36	23	10		
Одесса (море)							2	13	13 2	21 2	24 2	15 4	6 6	9	19	22	24	6	4		
Одесса (порт)							2	20	12	17 4	19 2	16 4	6 6	4 12	2 14	2 24	22	6	6		
Лиманы				5	5	8	32	18	21	5	3		3 3	3	3	18	26	31	16		
Очаков (море)					4	9	19	14	25	16	4	5	4 4	4	2	30	32	21	5	2	
Очаков (лиман)					4	14	22	19	21	10	4	2	4	2	2	27	30	30	7	2	
Аджигиол				5	12	17	25	25	12	2	2		5	7	5	20	36	20	7		
Парутино					3	6	30	37	12	9	3			9		30	15	37	9		
Святотроицкий маяк					9	17	31	26	17					4		17	26	36	13	4	
Станислав		2		2	11	8	26	15	21		11		2	6	4	2 28	30	28	4		
Прогнойск				9	3	11	31	26	11	3	3		3	6		23	34	31	6		
Тендровский маяк (море)							4	9	13 5	26 5	27 5	9 5	4	4 14	4 13	28	10	10	5		
Скадовск					2	18	14	16	34	12	2		2	10	18	27	25	14	6		
Хорлы				4	7	18	14	22	20	9	2		2 4	2 5	9	39	25	13	5		
Стерегущий				2	5	9	18	20	14	18 2	7	2	11	5 6	7	32	14	23	2		
Черноморское (бухта)							4	11	8	11	38 4	8 19	8 15	8 15	4 15	20	8	4			
Николаев					14	10	28	33	10	5				10		14	29	33	14		
Евпатория						3	7	3	7	17	33 3	17 17	7 30	3 17	3 7	10	13	3			
Анапа						13	7	13	10 3	7	13 3	13 23	7 10	7 17	10 10	17	7	10			

Примечание. Верхняя строка — первое ледообразование; вторая — окончательное очищение.

фаз: первого ледообразования, первого появления припая, окончательного разрушения припая и полного очищения ото льда (табл. 5.5).

Таблица 5.4

Средняя месячная и средняя сезонная ледовитость, тыс. км²

Ледовый сезон	XII	I	II	III	Средняя за сезон	Наибольшая
1928/29			15*			16*
1930/31			9*			10*
1946/47		9*				
1948/49	4*		13		4	13
1949/50		5	12		4	26
1950/51		5	13	3	5	18
1951/52		1*	1*	1*	1	
1952/53		5	6	1	3	6
1953/54	3	8	10	8*	7	17
1954/55	0	1*	0	2	1	2
1955/56	2	4	12	2	5	16
1956/57	1*	6	2*	2	3	7
1957/58	0	1*	0	0	0	1*
1958/59	3	3	2	1*	2	3
1959/60	0	1	4	4	2	4
1960/61	0	2	2	0	1	3
1961/62	0	2	1*	0	1	2
1962/63	2	7	6	4	5	11
1963/64	1*	3*	4*	5*	3*	13*
1964/65	0	3	4	1	2	5
1965/66	0	0	0	0	0	0
1966/67	0	1	3	1	1	6
1967/68	1	0	1	0	1	1
1968/69	0	6	4	3	3	6
1969/70	0	0	0	0	0	0
1970/71	0	0	0	0	0	0
1971/72	0	2	9	1	3	16
1972/73	0	5	0	0	1	7
1973/74	0	4	0	0	1	5
1974/75	0	0	0	0	0	0
1975/76	0	0	14	0	4	14
1976/77	0	4	0	0	1	4
1977/78	2	4	0	0	2	4
1978/79	0	0	0	0	0	0
1979/80	0	4	3	0	2	4
1980/81	0	0	0	0	0	0
1981/82	0	0	3	0	1	4
1982/83	0	0	0	0	0	0
1983/84	0	0	1	0	0	1
1984/85	0	0	10	13	6	16
Средняя	1	3	4	1	2	26

* Значения из работ [47, 75].

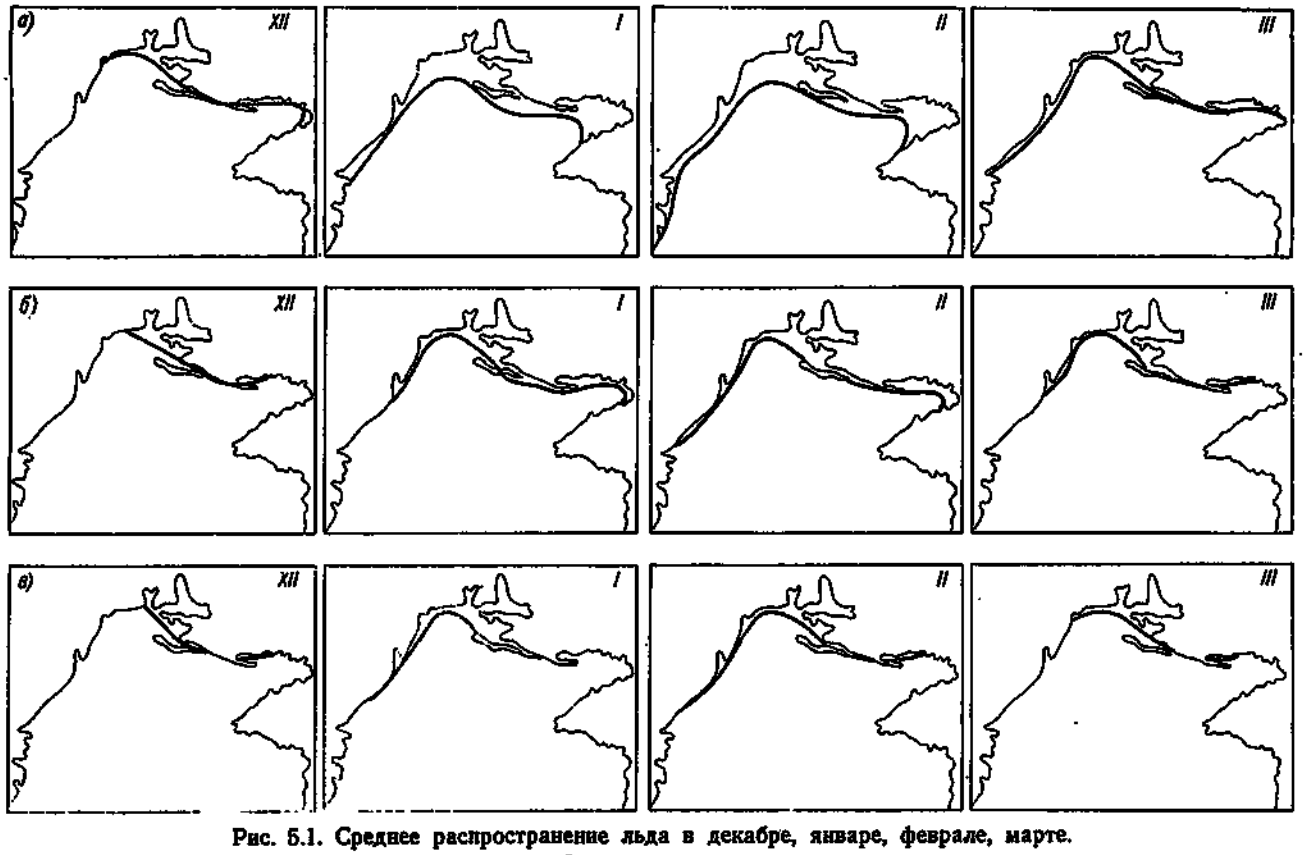


Рис. 5.1. Среднее распространение льда в декабре, январе, феврале, марте.
а — суровая зима; *б* — умеренная зима; *в* — мягкая зима.

Рис. 5.2. Максимальное распространение льда в декабре, январе, феврале и марте.

Таблица 5.5

Статистические характеристики дат наступления основных ледовых фаз

Станция	Длина ряда	Среднее арифметическое	Ошибка среднего арифметического	Мода	Среднее квадратическое отклонение	Размах выборки	Трехсреднее значение
Первое ледообразование							
Приморское	29	9/I	±4	8/I	21	82	9/I
Одесса	48	12/I	3	6/I	20	93	11/I
Очаков	57	22/XII	3	24/XII	19	82	21/XII
Скадовск	51	19/XII	3	28/XII	20	92	18/XII
Хорлы	56	14/XII	3	15/XII	19	105	13/XII
Анапа	30	8/I	5	8/I	29	92	9/I
Первое образование припая							
Приморское	11	20/I	5	25/I	17	58	19/I
Одесса	30	16/I	4	11/I	20	88	13/I
Очаков	54	2/I	3	6/I	22	107	30/XII
Скадовск	44	28/XII	4	25/XII	24	107	27/XII
Хорлы	40	23/XII	4	20/XII	22	85	23/XII
Анапа	22	3/I	6	15/XII	26	85	30/XII
Окончательное разрушение припая							
Приморское	11	20/II	8	5/II	24	70	17/II
Одесса	30	20/II	4	10/II	25	95	18/II
Очаков	54	5/III	3	5/III	20	86	8/III
Скадовск	44	3/III	2	5/III	14	59	3/III
Хорлы	40	2/III	3	9/III	18	70	1/III
Анапа	22	6/II	7	30/I	35	115	8/II
Окончательное очищение ото льда							
Приморское	29	20/II	5	16/II	25	86	19/II
Одесса	48	27/II	3	30/II	21	95	2/III
Очаков	57	15/III	2	13/III	13	67	14/III
Скадовск	51	10/III	2	7/III	13	51	9/III
Хорлы	56	9/III	2	4/III	12	56	9/III
Анапа	30	17/II	4	24/I	22	90	15/II

5.3. ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Ледовый режим Черного моря зависит от изменчивости множества факторов, главенствующими из которых являются крупномасштабные атмосферные процессы, теплозапас моря в период, предшествующий ледообразованию, и адвекция тепла со стороны открытого моря.

Начало ледообразования, толщина льда, продолжительность ледового сезона, сплоченность льда, формы льда и положение кромки зависят также от физико-географических условий района: широты места, изрезанности береговой линии, глубины, выноса речных вод, солености моря и др. На перераспределение льда по акватории района оказывают влияние направление и сила ветра, течения, волнение.

Атмосферные процессы определяют суровость зим в северо-западной части моря. Суровые и очень ледовитые зимы в этом районе моря, как над Западной Европой и европейской частью СССР в течение предзимья и зимы, препятствующего западному переносу. Преобладающие потоки северных направлений приносят в район моря холодный и сухой воздух из северных областей, т. е. суровые зимы связаны с ослаблением зональной и усиленной меридиональной циркуляции над Западной Европой и европейской частью СССР.

При ослаблении меридионального переноса, вызывающего адвекцию холода из высоких широт, и усилении зональной циркуляции над Западной Европой, Северной Атлантикой и европейской частью СССР, на Черное море распространяется адвекция тепла и влаги с океана и Средиземного моря, создавая аномально теплые зимние условия.

Умеренные зимы характеризуются относительно равномерным чередованием похолоданий и потеплений, вызванных сменой меридиональных и зональных процессов.

Теплозапас моря в период, предшествующий ледообразованию, определяет первое появление льда. Показателем теплозапаса может служить температура воды в момент перехода температуры воздуха через 0 °С в сторону отрицательных значений. С этого времени процесс передачи тепла от воздуха к воде сменяется на обратный, когда вода с более высокой температурой отдает тепло холодному воздуху.

Адвекция тепла, вызванная поступлением теплых водных масс открытого моря в северо-западную часть, задерживает начало ледообразования.

Ледотаяние в основном определяется накоплением холода в зимний период, показателем которого может служить толщина льда в конце зимы, и датой перехода температуры воздуха через 0 °С в сторону положительных значений.

Ветер оказывает влияние на ледовый режим особенно в периоды ледообразования и ледотаяния. Сплоченность льда, сжатие и торошение в большой мере зависят от силы и направления ветра. Весной взлом и разрушение припая ускоряется под действием ветра. Для западного побережья моря в холодное время года характерно преобладание северо-западных ветров. На севере моря зимой чаще всего дуют ветры северо-восточного, северного и восточного направлений. Господствующие в северо-западной части моря ветры

в мягкие и умеренные зимы способствуют отрыву припая и образованию плавучего льда, который под действием течений дрейфует в южном направлении.

Волнение разрушает образовавшийся лед, задерживает ледообразование, способствует нагромождению торосов.

Большая изрезанность береговой линии и малые глубины способствуют раннему и быстрому образованию припая.

Изменчивость солености моря влияет на колебания температуры замерзания воды. С увеличением солености температура замерзания морской воды понижается, задерживает тем самым сроки образования льда в море.

Распределение и устойчивость льдов в отдельных частях моря зависят в значительной мере и от течений, действующих в этом районе.

5.4. ОСНОВНЫЕ ЛЕДОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Лед в северо-западной части Черного моря наблюдается ежегодно. Появление льда происходит при понижении температуры воды до температуры замерзания, значения которой различны для всех станций. В Скадовске, Стерегущем, Хорлах, Приморском, как показывают наблюдения, лед чаще всего появляется при температуре воды от —0,8 до —1,0 °С. Однако были случаи, когда появление льда отмечалось уже при 0 °С. В Евпатории, в районе Тендровского маяка, Новороссийска и Феодосии лед появляется при понижении температуры воды до —1,0, —1,1 °С. При температуре воды от —0,6 до —0,9 °С появляется лед в Одессе. Наиболее высокая температура замерзания отмечается в Очакове (—0,1, —0,2 °С), где низкие значения солености. В Черноморском лед начинает образовываться при температуре воды —0,7 °С.

Первое появление льда в северо-западной части моря в основном происходит в декабре — начале января. Вначале лед образуется в бухтах, заливах и лиманах. В открытых районах моря первый лед может быть как местным, так и приносным, что особенно характерно для районов Одессы и Тендры, куда ветер северного и северо-восточного направлений приносит лед из восточных районов. В Феодосии первый лед может быть приносным из Керченского пролива; у Стерегущего — из Джарылгачского залива; в Вилково первый лед чаще всего связан с ледоходом на реке Дунай.

Иногда первый лед на некоторых станциях может появляться в феврале и даже в марте. Например, в Одессе 9 марта 1952 г. наблюдалось первое ледообразование.

Дата первого появления припая, так же как и дата первого ледообразования, отличается большой неустойчивостью.

Первое появление припая в разные годы на различных станциях отмечается в течение всего зимнего сезона.

Для Черного моря характерно неоднократное появление и исчезновение льда в течение зимы. Также может исчезать и вновь появляться припай. Ежегодное образование припая наблюдается лишь в лиманах и заливах. В открытом море в мягкие, а нередко и в суровые зимы припай не появляется.

Полное замерзание открытых районов северо-западной части моря (у Одессы, к. Тендра, в Каркинитском заливе) происходит лишь в очень суровые зимы. Полное замерзание в большинстве пунктов наблюдается не каждый год и только в некоторых закрытых районах оно происходит ежегодно.

Начало взлома или первой подвижки припая наблюдается обычно в феврале — начале марта. Раньше всего весеннее вскрытие происходит у входа в Днепровский лиман и в районе Одессы, чему способствует подток теплых вод, действие южных ветров и относительно малая толщина припая. Затем вскрывается лед в остальных пунктах Днепровского лимана и Джарылгачской бухты. Позже всех происходит вскрытие в закрытых бухтах и лиманах.

Разрушение припая в северо-западной части моря обычно происходит быстро (в течение нескольких дней) и даты окончательного разрушения припая приходятся на конец февраля — начало марта.

Чаще всего окончательное очищение моря наблюдается в марте. Открытые районы моря очищаются в конце февраля, затем лиманы. Позже всех очищается Днепровский лиман, так как здесь все время выносится лед из Южного Буга. К концу марта северо-западная часть моря обычно полностью очищается от льда. Наиболее позднее окончательное очищение отмечалось на постах Очаков и Святотроицкий маяк (19 апреля 1929 г.).

Лед в различных районах северо-западной части моря может в течение зимы несколько раз исчезнуть и вновь появиться. Количество очищений за зиму по всем станциям в среднем составляет 2—4 раза, но иногда достигает 10 раз и более. Так, например, за зиму 1934/35 г. на ст. Лагерная коса лед появлялся и исчезал 17 раз.

Результатом неустойчивого ледяного покрова в северо-западной части моря являются большие расхождения между продолжительностью ледового сезона и количеством дней в ледовый сезон со льдом. Поэтому чаще всего дней со льдом в ледовый период на 10—20 меньше, чем продолжительность ледового периода.

Продолжительность ледового сезона колеблется в очень широких пределах в зависимости от района моря и типа зимы. Так, в особо суровые зимы продолжительность ледового сезона в глубине Каркинитского залива превышала 130 сут, а в мягкие зимы на многих станциях лед вовсе отсутствовал в течение зимы.

Одной из основных характеристик ледового режима моря является ледовитость, под которой понимают площадь суммарного распространения ледяного покрова во всех замерзающих районах моря (см. табл. 5.4).

Ледовитость северо-западной части Черного моря хорошо согласуется с температурой воздуха над этим районом (рис. 5.3). Высокий коэффициент корреляции между средней суточной отрицательной температурой воздуха и ледовитостью (0,92 ± 0,02) обусловлен относительно малой площадью ледообразования, чаще всего находящейся в пределах одной воздушной массы с одинаковыми температурными условиями.

В основном ледовитость моря равномерно возрастает с декабря по февраль, достигает в первой половине февраля наибольших значений и затем

идет постоянное уменьшение ее с середины февраля до начала апреля. Но иногда наблюдаются резкие кратковременные колебания ледовитости, особенно в суровые зимы. Так, например, зимой 1971/72 г. в период 18—26 января ледовитость моря возросла с 9,5 по 15,5 тыс. км². Зимой 1953/54 г. в течение двух недель (с 9 по 26 января) ледовитость увеличилась в 4 раза. Подобные резкие колебания ледовитости обусловлены изменчивостью погодных условий над морем и являются характерной чертой ледового режима моря.

В Севастопольской бухте лед в виде легких заберегов, шуги и блинчатого льда появлялся со стороны устья р. Черной в феврале 1911 г., в феврале 1929 г., в январе 1942 г., в декабре 1946 г., в феврале 1947 г., в феврале 1950 г., в феврале 1985 г. Лед в бухте обычно образуется при сильных северо-восточных и северных ветрах, температуре воздуха ниже —12 °С и температуре воды у м. Павловский —0,7... —1,0 °С.

Достигнув в феврале максимального развития, процесс ледообразования в суровую зиму прекращается и начинается таяние, в результате чего к концу марта — началу апреля северо-западная часть моря полностью очищается ото льда.

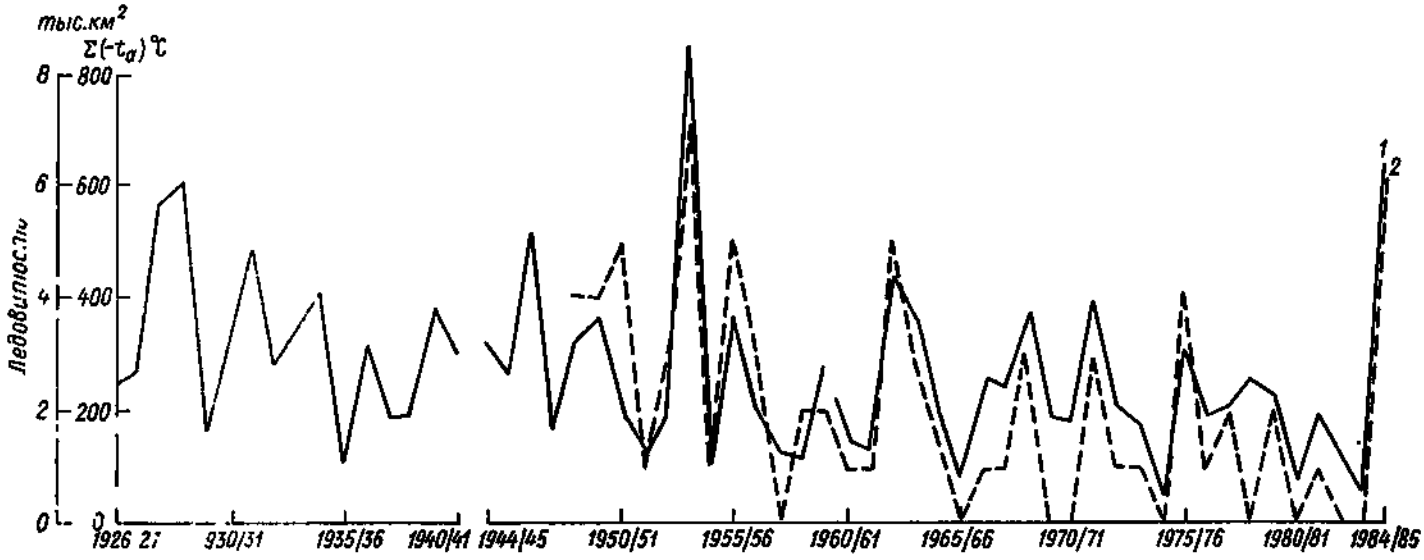


Рис. 5.3. Многолетний ход суммы средней суточной отрицательной температуры воздуха в северо-западном районе Черного моря (*1*) и средних сезонных значений ледовитости (*2*).

Ледовитость и положение внешней кромки льда в море подвержены кратковременным колебаниям, согласующимся со сменой естественных периодов над морем, и более длительным, обусловленным сезонными и межгодовыми особенностями атмосферных процессов.

Обычно в суровые зимы (см. рис. 5.1) лед появляется в декабре, а в некоторых северных и северо-восточных районах — в конце ноября. В декабре льдом занята небольшая часть моря: районы вблизи Днепровского лимана, север Каркинитского залива, лиманы. В январе происходит увеличение количества льда. Кромка его смещается к югу, появляется лед вдоль западного побережья, вплоть до устья Дуная. Почти весь Каркинитский залив занят льдом. Максимального развития лед достигает в феврале. В очень суровые зимы припай распространяется южнее Констанцы, а плавучий лед дрейфует вдоль всего западного побережья до Босфора. Так, в короткую, но суровую зиму 1928/29 г. в феврале припай шириной 0,5—0,6 миль наблюдался у болгарских берегов. Северными ветрами лед относился к Варне и Бургасу, где создавались более тяжелые условия, чем на севере. По данным мореплавателей, плавучий лед распространялся до Босфора и даже попадал в Мраморное море. В прол. Босфор лед наблюдался в наиболее суровые зимы 1823/24, 1849/50, 1862/63, 1928/29 и 1953/54 гг. в виде небольших льдин и ледяной каши, принесенных из западной части Черного моря. При устойчивых морозах в районе Босфора на несколько дней замерзают узкости пролива и бухта Золотой Рог [10].

Умеренная зима отличается более мягкими ледовыми условиями (см. рис. 5.2). Во второй половине декабря образуется лед в Днепровском лимане, Егорлыцком заливе. В январе покрывается льдом значительная часть Каркинитского залива, Джарылгачский и Тендровский заливы, а также северо-западное побережье акватории. В феврале происходит незначительное увеличение площади льда в основном за счет северных районов после чего начинается процесс таяния. К середине марта лед исчезает.

Для мягких зим характерно малое количество льда, который в течение зимы несколько раз исчезает (см. рис. 5.3). В мягкие зимы лед образуется лишь в Днепровском лимане, Егорлыцком, Тендровском и Джарылгачском заливах. Обычно в декабре лед появляется только в Днепровском лимане, затем (в январе) покрываются плавучим льдом все отмеченные выше заливы, а в феврале уже начинается таяние и завершается оно к началу марта.

В особо мягкие зимы припай в Черном море не образуется.

Для анализа ледовых условий в северо-восточной части моря были обработаны и изучены наблюдения на станциях Феодосия, Анапа, Новороссийск и Кыз-Аул. Авиасъемки в этом районе не производились. Поэтому анализ ледового режима основан лишь на данных прибрежных пунктов наблюдений.

Лед в северо-восточном районе моря появляется в умеренные и суровые зимы. Обычно встречаются редкие и разреженные плавучие льды (мелкобитый лед и ледяная каша). Небольшие забереги и шуга образуются в Феодосийской, Анапской и Новороссийской бухтах. В очень редких случаях остатки тающих льдов наблюдаются у Судака и мысов Меганом и Утриш [10].

Для предкерченского района характерен неустойчивый слабый ледовый режим. Очень часто первый лед, появившийся в этом районе, является приносным. Несмотря на то что продолжительность

Расчеты показали, что распределение всех дат наступления основных ледовых фаз не подчиняется нормальному закону. Среднее арифметическое значение дат чаще всего не является наиболее вероятным, причем модальные значения располагаются как раньше средней арифметической даты, так и позже, без какой-либо заметной закономерности для различных ледовых параметров и станций. Большие СКО указывают на значительную межгодовую изменчивость основных ледовых характеристик, что является обычным для морей с неустойчивым ледовым режимом.

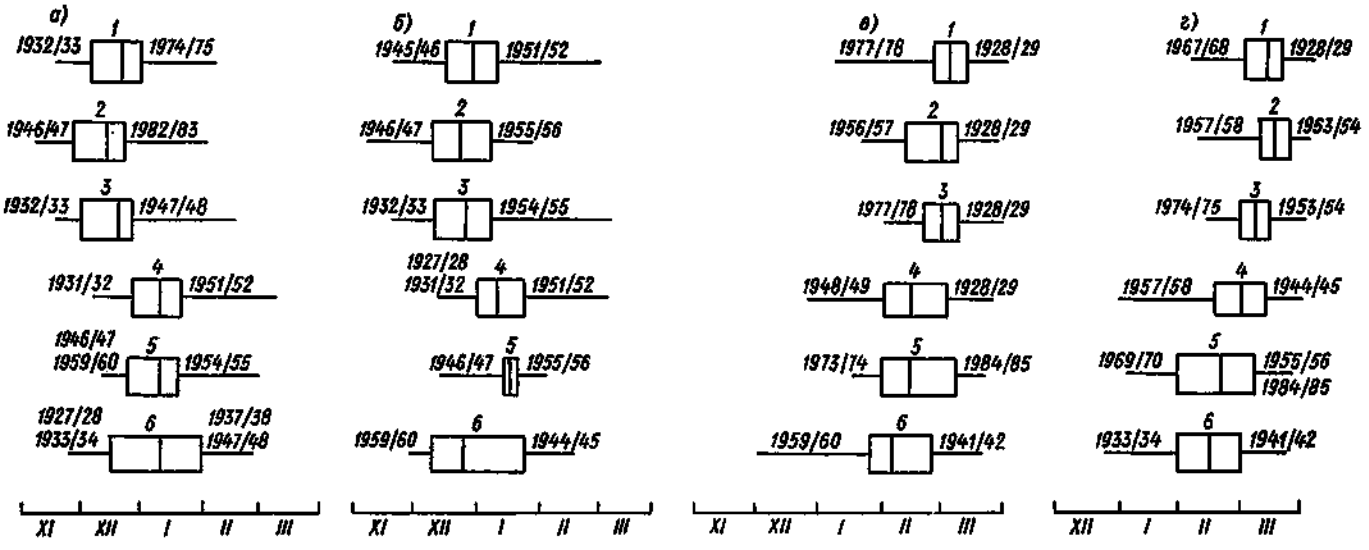


Рис. 5.4. Статистические характеристики дат наступления основных ледовых фаз, рассчитанные по станциям Черного моря.
а — первое ледообразование; *б* — первое образование припая; *в* — окончательное разрушение припая; *г* — окончательное очищение от льда; *1* — Приморское; *2* — Одесса; *3* — Очаков; *4* — Скадовск; *5* — Хорлы; *6* — Анапа.

ледового сезона в некоторые годы достигает 3 мес и более, число дней в ледовый период со льдом невелико.

В течение зимы лед часто исчезает и появляется вновь. Количество очищений достигает 10 раз. Обычно первый лед через 1—10 сут исчезает. Появление припая в северо-восточном районе моря явление редкое. Так, на ст. Кыз-Аул припай наблюдался в зимние сезоны 1927/28 и 1945/46 г. и продержался он 3 и 8 сут соответственно. В Феодосии на акватории порта припай отмечался 4 раза. Чаще всего неподвижный лед образуется в Анапе, где вероятность его появления составляет 54 %.

Ледовые условия в северо-восточном районе моря настолько легкие, что даже в самые суровые зимы лед не является препятствием для судоходства и навигация не прекращается круглый год.

Статистические характеристики дат наступления основных ледовых фаз были рассчитаны по пяти станциям северо-западной части моря (Приморское, Одесса, Очаков, Скадовск, Хорлы) и одной станции северо-восточной (Анапа) (см. табл. 5.5). Выбор этих пунктов обусловлен наличием относительно длинных и полных рядов наблюдений, а также возможность охватить все побережье моря, где наблюдается лед.

Следует отметить, что ряды наблюдений на станциях различны по длине и, кроме того, в Приморском, Одессе и Анапе лед наблюдается не во все годы, поэтому ряды прерывистые.

Так как ряды не подчиняются нормальному закону распределения и имеют большие значения СКО, то полученные статистические характеристики недостаточны для выявления имеющихся закономерностей и связей в ледовом режиме. Поэтому был применен разведочный анализ, включающий преобразование данных наблюдений и способы их наглядного представления, позволяющие выявить внутренние закономерности, проявляющиеся в данных [142]. Результаты представлены в виде «ящиков с усами», которые хорошо характеризуют всю выборку. Крайними значениями ряда в нашем случае являются даты самого раннего и самого позднего наступления какой-либо ледовой фазы. Схематические диаграммы (рис. 5.4) позволяют провести сравнение рядов дат наступления основных ледовых элементов по станциям. Для Очакова, Хорлов, Скадовска характерен более устойчивый ледовый режим, поэтому «ящики с усами», построенные для дат первого ледообразования и первого образования припая, сдвинуты влево вдоль временной оси по сравнению со станциями Одесса, Приморское и Анапа, где ледовые условия менее устойчивы. Обратная картина наблюдается на диаграмме, где представлены ряды дат окончательного разрушения припая и окончательного очищения ото льда.

Сравнение трехсредних значений со средними арифметическими значениями дат наступления основных ледовых фаз показало, что различие между ними относительно невелико, и это позво-

ляет сделать вывод, что с достаточной степенью точности для станций, по которым не был проведен статистический анализ, можно использовать средние арифметические значения, как характеристики середины выборок.

Размах дат первого ледообразования по всем станциям примерно одинаков, а размах дат окончательного очищения от льда на станциях с более устойчивым ледовым режимом (Очаков, Хорлы, Скадовск) в 2 раза меньше, чем на станциях с менее устойчивым режимом (Одесса, Приморское, Анапа).

Ряды дат наступления основных ледовых фаз на станциях Анапа, Скадовск, Хорлы, Очаков, Одесса, Приморское были проверены на наличие тренда. Поскольку исследуемые ряды не подчиняются нормальному распределению, то для оценки тренда был использован критерий серий [13], который показал, что для указанных станций ряды дат первого ледообразования, первого образования припая, окончательного разрушения припая и полного окончательного очищения ото льда трендов не имеют.

Для рядов суммы градусо-дней мороза, определяющей суровость зим северо-западной части моря, за период с 1944 по 1985 г. значимого тренда не выявлено, хотя в последние годы уменьшилось количество суровых зим.

6. ПРОЗРАЧНОСТЬ И ЦВЕТ ВОД

Первые наблюдения за прозрачностью воды в Черном море были выполнены И. Б. Шпиндлером в 1890—1891 гг. Далее регулярные наблюдения проводились с 1923 г. и особенно интенсивно начиная с 60-х гг. С тех пор накоплен значительный материал, который требует своего обобщения. В литературе сведений об относительной прозрачности вод и цвете Черного моря приведено немного [82, 152].

Исследованиями оптических свойств вод занимались многие ученые [81, 83, 84, 89, 124, 137]. В основном работы ведутся в двух направлениях.

Одно из них характеризуется внедрением инструментальных измерений in situ с помощью различного рода прозрачномеров-спектрофотометров [83, 84, 124], однако получение массового материала таким способом пока затруднено из-за отсутствия серийного прибора.

Представители второго направления [5, 81, 89, 137] ведут разработку теории белого диска, выявляя зависимости объективных оптических характеристик (показателей ослабления, поглощения, рассеяния, вероятности выживания фотона, коэффициента асимметрии индикатриссы рассеяния и др.). Этот путь позволяет использовать в работе весь масив наблюдений за относительной прозрачностью за прошедший период.

В плане географическом для получения сопоставимых результатов необходима статистическая поквадратная обработка массовых наблюдений за относительной прозрачностью и цветом воды с учетом гидрометеорологических условий. При про-

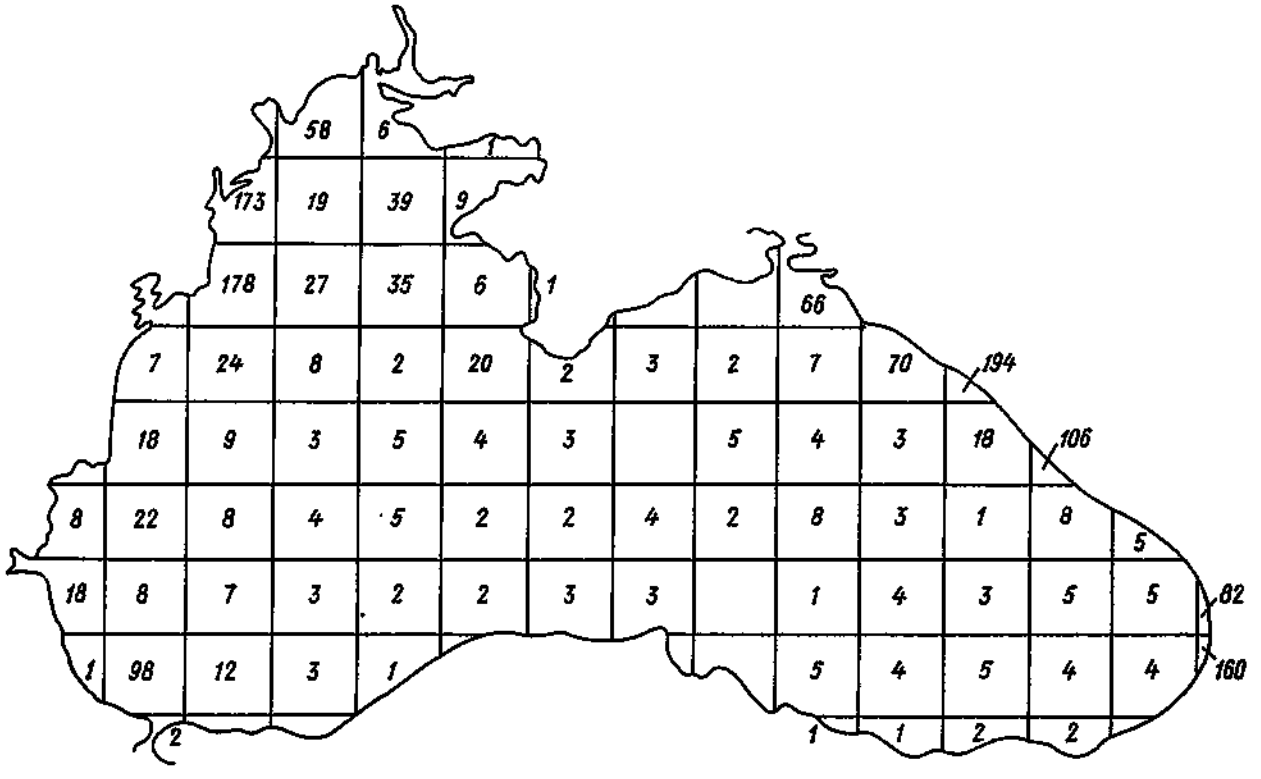


Рис. 6.1. Количество наблюдений за относительной прозрачностью и цветом воды по квадратам Черного моря.

чих равных условиях наблюденная относительная прозрачность вод моря существенно зависит от высоты стояния Солнца над горизонтом, облачности и волнения моря. Наличие взвеси и условия видимости в водной среде, таким образом, определяют оптические характеристики и цвет моря.

За период 1977—1982 гг. на акватории Черного моря экспедициями СО ГОИНа выполнено около 2000 наблюдений за относительной прозрачностью и цветом воды (рис. 6.1). Эти материалы были обобщены путем осреднения по условным квадратам $40 \times 60'$ принятой стандартной сетки. В случае попадания одного значения в квадрат в центральной части моря, где величины варьируют незначительно, последнее принималось в качестве среднего.

6.1. УЧЕТ ВЛИЯНИЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ОТНОСИТЕЛЬНУЮ ПРОЗРАЧНОСТЬ ВОД

Карты относительной прозрачности, полученные простым поквадратным осреднением наблюденных данных, относятся к неким средним условиям, которые в каждом конкретном случае могут быть различными. Это затрудняет сравнение полученных материалов. Для практики необходимо знание ситуации в конкретных гидрометеорологических условиях [5].

Решение задачи учета влияния гидрометеорологических условий на относительную прозрачность вод сводится к нахождению зависимости вида

$$z_{б\,пр} = f(z_б), \qquad (6.1)$$

где $z_{б\,пр}$ — относительная прозрачность, приведенная к стандартным условиям; $z_б$ — наблюденное значение.

В качестве стандартных условий приняты: $\theta = 90°$ (полдень) — высота стояния Солнца над горизонтом; $N_б = 0 \ldots 5$ баллов (ясно) — облачность; $h_ш = 0 \ldots 0{,}5$ (штиль) — волнение моря.

Зависимость (6.1) может быть представлена в виде

$$z_{б\,пр} = K_N K_\theta K_h Z_б, \qquad (6.2)$$

где K — коэффициенты приведения наблюденных значений относительной прозрачности к условиям безоблачного неба, высоты Солнца в полдень, штилю.

Для количественной оценки коэффициентов в формуле (6.2) использованы материалы наблюдений за относительной прозрачностью на нескольких многосуточных станциях в Черном море.

Согласно работе [155], суммарная освещенность поверхности моря при безоблачном небе больше, чем при наличии облаков и высотах Солнца более 20°. Поэтому фактический материал наблюдений за относительной прозрачностью был рассортирован по градациям облачности (0—5 баллов — ясно и 6—10 баллов — пасмурно), по условной высоте стояния Солнца более 60°, к которой относились наблюдения, проведенные между 10 и 15 ч и менее 60° — наблюдения до 10 и после 15 ч. Вычисления коэффициентов приведения $z_б$ к безоблачной погоде проводились для глубокой воды ($H \approx 100$ м) и для мелководья ($H \approx 30$ м) при прочих равных условиях, как-то: высота стояния Солнца и волнение. Коэффициент приведения к безоблачному небу вычислен как отношение глубины видимости диска при безоблачном небе к ее глубине при облачности более 5 баллов для средних значений $z_б$ данной точки и данной даты.

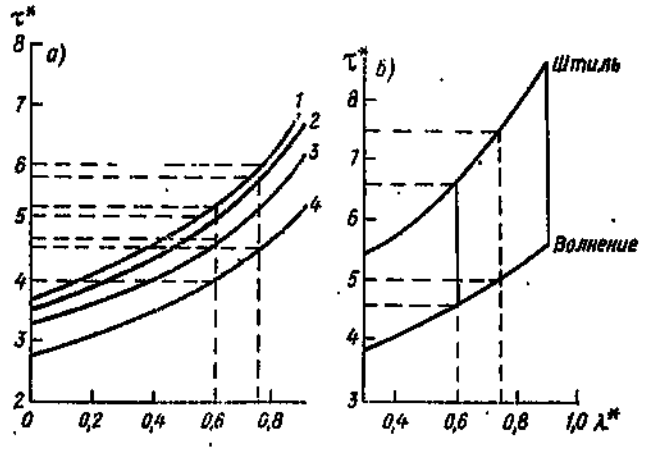


Рис. 6.2. Зависимость оптической глубины видимости белого диска τ^* от вероятности выживания фотона λ^* при разных гидрометеорологических условиях. *а*: *1* — $\theta = 90°$; *2* — $\theta = 60°$; *3* — $\theta = 45°$; *4* — $\theta = 30°$; *б* — $\theta \geqslant 60°$.

Полученные значения K_N для глубокой воды изменялись от 1,02 до 1,50 при среднем значении, оказавшемся равным 1,20, для мелководья — от 1,11 до 1,59 при среднем значении 1,30.

В работе [155] показано также падение освещенности при облачном небе с уменьшением высоты стояния Солнца. Это дало основание применить полученные значения коэффициента K для пасмурной погоды. Кроме того, были вычислены для двух случаев коэффициенты приведения к полудню для глубокой воды $K_\theta = 1{,}07$ и мелководья $K_{\theta_м} = 1{,}11$.

Для учета влияния волнения и высоты Солнца использованы зависимости из работы [81] типа $\tau^* = f(\lambda^*)$ (рис. 6.2). Здесь $\tau^* = \varepsilon z_б$ — оптическая глубина видимости диска; λ^* — вероятность выживания фотона. Они позволили оценить полученные нами значения коэффициентов K_N и K_θ и рассчитать коэффициенты приведения к штилю.

При расчетах для параметра λ^* приняты реальные значения согласно работам [66, 81], т. е. 0,9 для мелководья, где наличие большого количества взвеси обусловливает преобладание рассеяния света над его поглощением водной средой ($\varepsilon = 0{,}3$ м$^{-1}$ [148]), и 0,75 для глубокой воды ($\varepsilon = 0{,}2$ м$^{-1}$). Рассчитанные значения оптической глубины видимости диска при $\theta = 90°$ и при штиле были отнесены к значениям, определенным при других высотах Солнца и при наличии волнения (табл. 6.1). По графикам (рис. 6.2 *б*) вычислены коэффициенты приведения к штилю (табл. 6.2).

Осредненные значения коэффициентов для приведения относительной прозрачности к стандартным условиям ($z_{б\,пр}$) по формуле (6.2) представлены в табл. 6.3.

Сравнение значений рассматриваемых коэффициентов, полученных по фактическим данным и по графикам [81], показало их удовлетворительное соответствие. Некоторые расхождения с результатами [81] оценки влияния облачности на глубину

Таблица 6.1

Расчет коэффициентов приведения относительной прозрачности к полудню и ясной погоде

$\theta°$	τ^*	$z_б$	K_θ	K_N	τ^*	$z_б$	K_θ	K_N
	Глубокая вода				Мелководье			
90	6,0	30	1,00		6,85	22,8	1,00	
60	5,8	29	1,03		6,60	22,0	1,00	
45	5,4	27	1,11	1,00	6,20	20,7	1,11	1,00
30	4,6	23	1,30		5,30	17,7	1,29	
$45_{обл}$	5,0	25		1,08	5,80	19,3		1,07
	$\varepsilon=0,2$ $\lambda^*=0,75$				$\varepsilon=0,3$ $\lambda^*=0,9$			

видимости диска можно объяснить определенной условностью принятых нами градаций для ясной и пасмурной погоды, продиктованной качеством используемого эмпирического материала, в то время как автор работы [81] рассматривал лишь

Таблица 6.2

Расчет коэффициентов приведения относительной прозрачности к штилю

Состояние моря	τ^*	$z_б$	K_h	τ^*	$z_б$	K_h
	Глубокая вода			Мелководье		
Штиль	7,5	38	1,00	8,7	29	1,00
Волнение	5,0	25	1,52	5,5	18	1,61
	$\varepsilon=0,2$ $\lambda^*=0,75$			$\varepsilon=0,3$ $\lambda^*=0,9$		

случаи полностью безоблачного неба и сплошной облачности.

Таблица 6.3

Осредненные значения коэффициента приведения относительной прозрачности к стандартным условиям

Высота солнца, °	Ясно (≤5 баллов)		Пасмурно (>5 баллов)		Ясно (≤5 баллов)		Пасмурно (>5 баллов)	
	штиль	волнение	штиль	волнение	штиль	волнение	штиль	волнение
	Глубокая вода				Мелководье			
90	1,00	1,52	1,20	1,82	1,00	1,6	1,30	2,09
60	1,03	1,57	1,24	1,88	1,00	1,6	1,30	2,09
45	1,11	1,69	1,33	2,03	1,11	1,79	1,44	2,32
30	1,30	1,98	1,56	2,38	1,29	2,07	1,67	2,69
$\varepsilon=0,2$, $\lambda^*=0,75$, $K_N=1,20$.					$\varepsilon=0,3$, $\lambda^*=0,90$, $K_N=1,30$			

Рабочая номограмма для учета гидрометеорологических условий (рис. 6.3) представляет четыре семейства прямых, построенных для следующих градаций входных параметров:

1) глубина моря в точке $\leqslant 30$ м (мелководье), > 30 м (глубокая вода);

2) облачность: 0—5 баллов (ясно), 6—10 баллов (пасмурно);

3) условная высота стояния Солнца: 90, 60, 45 и 30°;

4) волнение моря: $h=0,0...0,5$ м (штилевые условия); $h > 0,5$ м (наличие волнения).

По оси абсцисс расположены наблюденные значения относительной прозрачности, по оси ординат — приведенные. Правая часть номограммы служит для обработки данных на мелководье, левая — на глубокой воде. Верхняя ее часть относится к малооблачным условиям, нижняя — к облачным. С помощью пунктирных линий учитывается волнение, сплошных — штилевые условия. Входить в номограмму можно, используя как наблюденные, так и приведенные значения.

6.2. СЕЗОННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОЗРАЧНОСТИ И ЦВЕТА ВОДЫ

Распределение оптических характеристик вод в Черном море имеет выраженную внутригодовую изменчивость, связанную с весенней вспышкой цветения фитопланктона и увеличением притока речных вод, несущих большое количество взвесей, и осенне-зимними штормовыми условиями, приводящими в мелководных районах к взмучиванию донных осадков.

Зима. Наблюдениями освещено около 39 % акватории, главным образом прибрежные районы (рис. 6.4 *а*). Значения относительной прозрачности изменяются по морю от 0,1 до 22 м, индексы цвета соответствуют номерам шкалы цветности V—XX. Область максимальных значений ($\geqslant 20$ м) отмечается на востоке моря вдоль Кавказского берега. Малые значения ($\leqslant 5$ м) приурочены к выходам устьев рек, занимают значительную часть акватории северо-запада моря и относительно небольшие участки у Кавказского побережья. В прибосфорском районе средняя прозрачность 10—15 м, цвет VI—X (от голубовато-зеленого до зелено-желтоватого).

Весна. Область высокой прозрачности ($\geqslant 20$ м) располагается у южной оконечности Крымского полуострова. На остальной акватории сказывается весеннее цветение и увеличение стока рек, изолинии 5—10 м отодвигаются от берега, цвет воды от голубовато-зеленого до грязно-бурого. Пределы изменения по акватории для глубины видимости белого диска 1—22 м, для индекса цвета IV—XXII (рис. 6.4 *б*). Малопрозрачные бурые воды Днепра, Южного Буга и Дуная занимают обширный район северо-западной и западной частей моря. В пределах области, ограниченной изолинией 5 м, глубина видимости диска меняется от 0,1 до 8 м, цвет воды — от VII до XXII.

У Кавказского берега прозрачность меняется в пределах 0,1—14 м, индекс цвета — VI—XX.

В прибосфороком районе средние значения относительной прозрачности 6 м (3,5—12 м) и цвета X (VI—XI).

Лето. Рассматриваемый сезон по сравнению с остальными наилучшим образом освещен наблюдениями. Полученная на их основе карта пространственного распределения относительной прозрачности и цвета вод (рис. 6.4 *в*) позволяет выделить два района высокопрозрачных вод в центральной части моря (28—29 м), совпадающих с центральными областями циклических круговоротов. В целом по сравнению с весенним периодом относительная прозрачность увеличивается, изолиния 5 м прижимается к берегу, лишь обширную область на северо-западе моря продолжают занимать воды с прозрачностью менее 5 м. В прибосфорском районе прозрачность 12—13 м, цвет

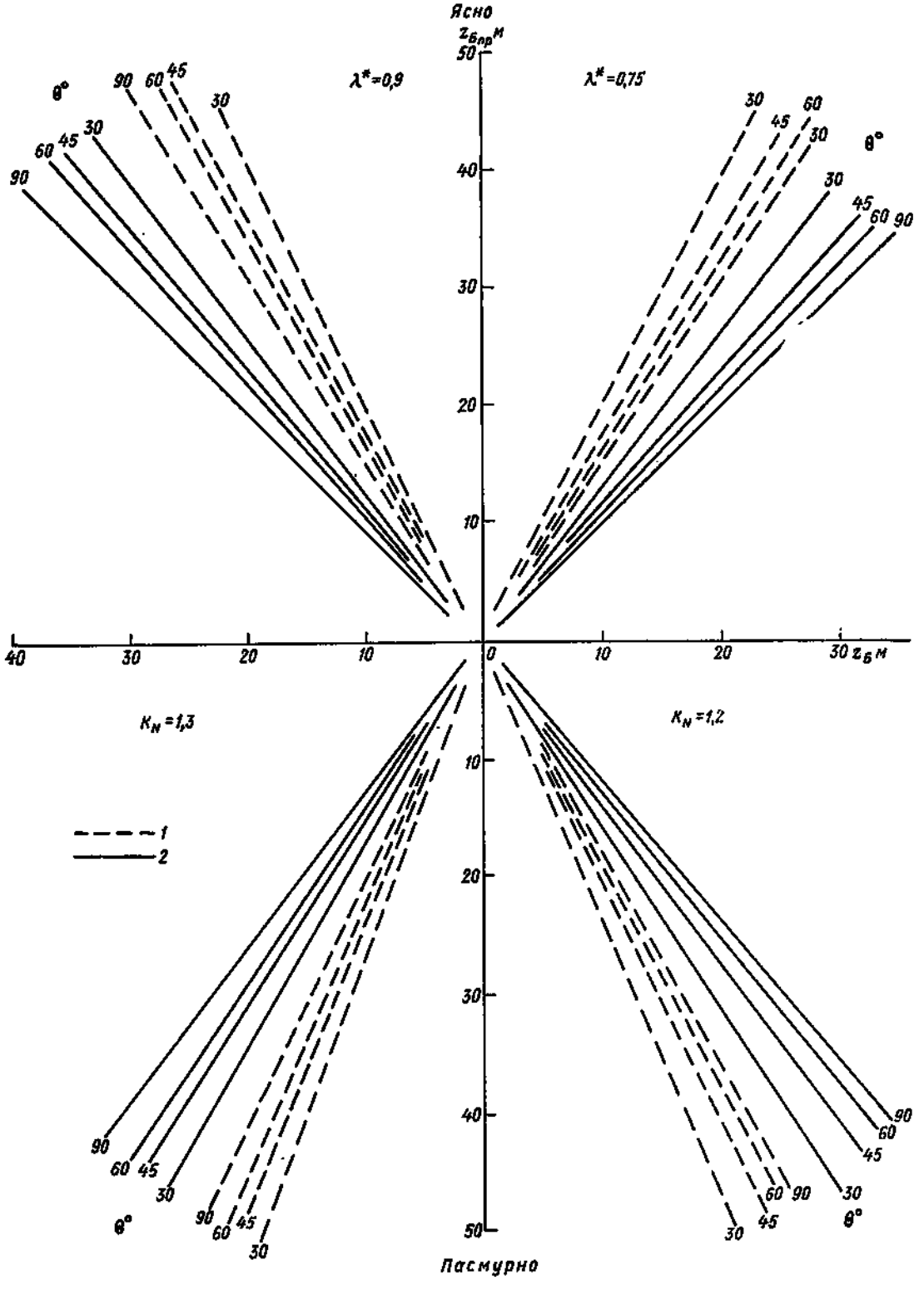


Рис. 6.3. Номограмма для учета гидрометеорологических условий при оценке прозрачности вод Черного моря.

1 — наличие волнения; *2* — штилевые условия.

VIII—IX, пределы изменения соответственно 7—20 м и V—XII.

Осень. В центре и в восточной части моря выделяются очаги с прозрачностью $\geqslant$ 20 м (наибольшая 24 м). В западной части моря изолинии вытянуты вдоль изобат. Высокопрозрачные воды (18—20 м) располагаются также в юго-западной части моря (рис. 6.4*г*). Площадь, занимаемая водами Дуная, Днепра и Южного Буга, уменьшается, в пределах изолинии 5 м прозрачность изменяется от 0,2 до 8 м, цвет — от V до XVII. Вдоль Кавказского берега средние значения прозрачности изменяются от 1,9 до 3,9 м, цвет — от VI до XIII; предельные значения 0,1—10 м, IV—XXI. В прибосфорском районе средние значения 13—18 м, VI—XII, экстремальные — 10—19 м, V—XI.

Анализ распределения оптических характеристик по сезонам позволяет выявить их годовой

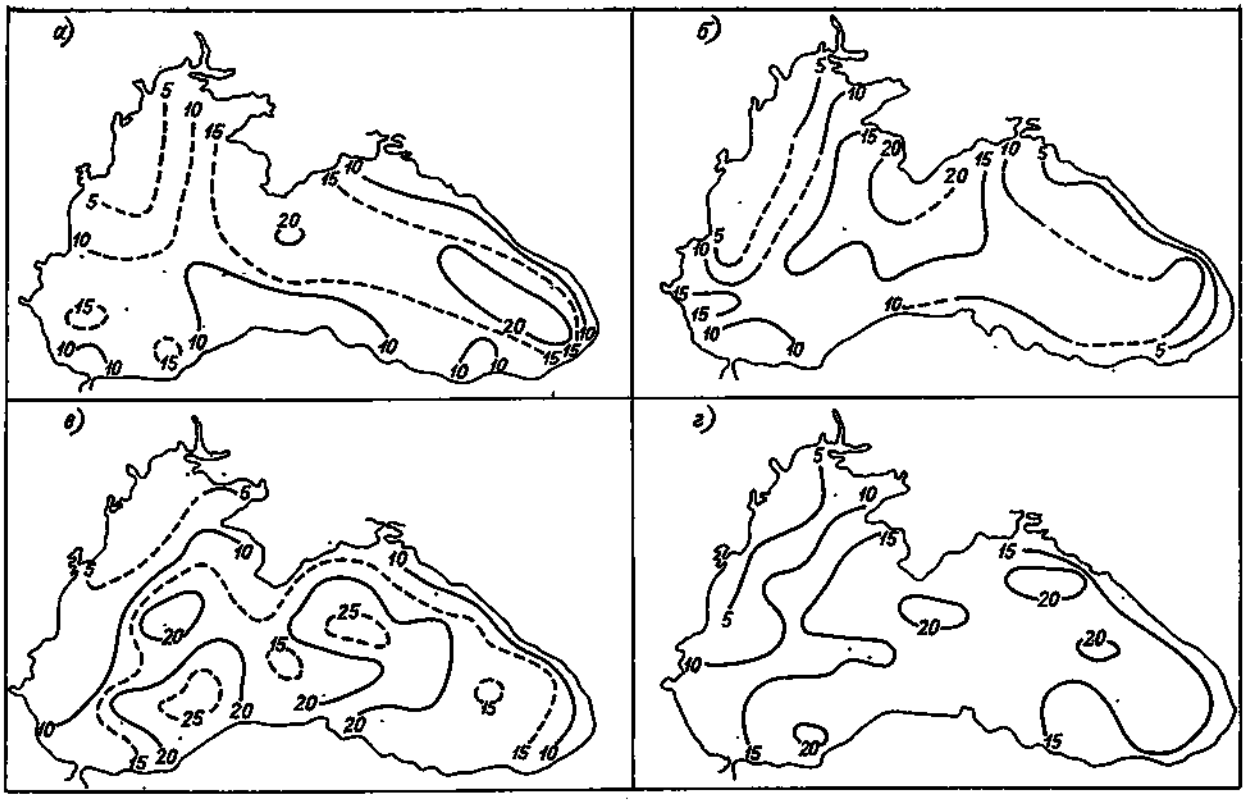


Рис. 6.4. Распределение наблюденной относительной прозрачности по акватории Черного моря по сезонам, м.
а — зима; *б* — весна; *в* — лето; *г* — осень.

ход. Минимальные значения относительной прозрачности воды и максимальные индексы цвета наблюдаются весной, что связано с интенсивным цветением фитопланктона и паводковым стоком. Максимальная относительная прозрачность воды и минимальный индекс цвета приурочены к летнему периоду, когда речной сток незначителен. Зимой и осенью фоновые значения оптических характеристик примерно одинаковы (табл. 6.4).

При сопоставлении на качественном уровне полученных схем распределения оптических характеристик по сезонам с материалами за прошлые

Таблица 6.4

Средние и экстремальные наблюденные значения относительной прозрачности и индекса цвета в Черном море

Характеристика	Зима		Весна		Лето		Осень		За год	
	относительная прозрачность	индекс цвета	относительная прозрачность	индекс цвета	относительная прозрачность	индекс цвета	относительная прозрачность	индекс цвета	относительная прозрачность	индекс цвета
Северо-западный район										
Среднее	2,8	XV	7,3	X	7,6	X	8,1	IX	6,4	XI
Наибольшее	17	XX	18	XXII	20	XIX	22	XVIII	22	XXII
Наименьшее	0,1	VIII	0,1	V	0,1	VI	0,2	V	0,1	V
Западный район (центр)										
Среднее	14,4	VI	14,2	VII	15,3	VII	14,7	VIII	14,6	VII
Наибольшее	20	IX	22	XVI	28	XV	22	XII	28	XVI
Наименьшее	6	V	4	V	2	V	6	VI	2	V
Прибосфорский район										
Среднее	11,4	VIII	6	X	12,5	VIII	14	VII	11,0	VIII
Наибольшее	16	XVI	12	XI	20	XII	19	XI	20	XVI
Наименьшее	3	VI	3,5	VI	7	V	10	V	3,0	V
Восточный район (центр)										
Среднее	13,9	VII	11,5	VIII	19,1	VI	15,4	VII	14,9	VII
Наибольшее	22	IX	14	IX	29	VII	21	VIII	29	IX
Наименьшее	8	V	8	V	12	V	12	IV	8	IV
Кавказский район										
Среднее	10,6	VIII	7,6	X	9,6	VIII	10,3	VIII	9,5	VIII
Наибольшее	22	XX	18	XVII	20	XX	24	XXI	24	XXI
Наименьшее	0,4	V	0,1	III	7	III	0,1	IV	0,1	III

годы отмечена хорошая сходимость данных по центральной части моря и отдельные различия в прибрежных районах, что может подтверждать некоторую тенденцию интенсификации антропогенного воздействия в последнее десятилетие.

видимости диска в центральной части обусловило увеличение горизонтального градиента характеристики по морю. Очевидно, с увеличением объема информации имеющиеся различия в деталях распределения будут сглаживаться.

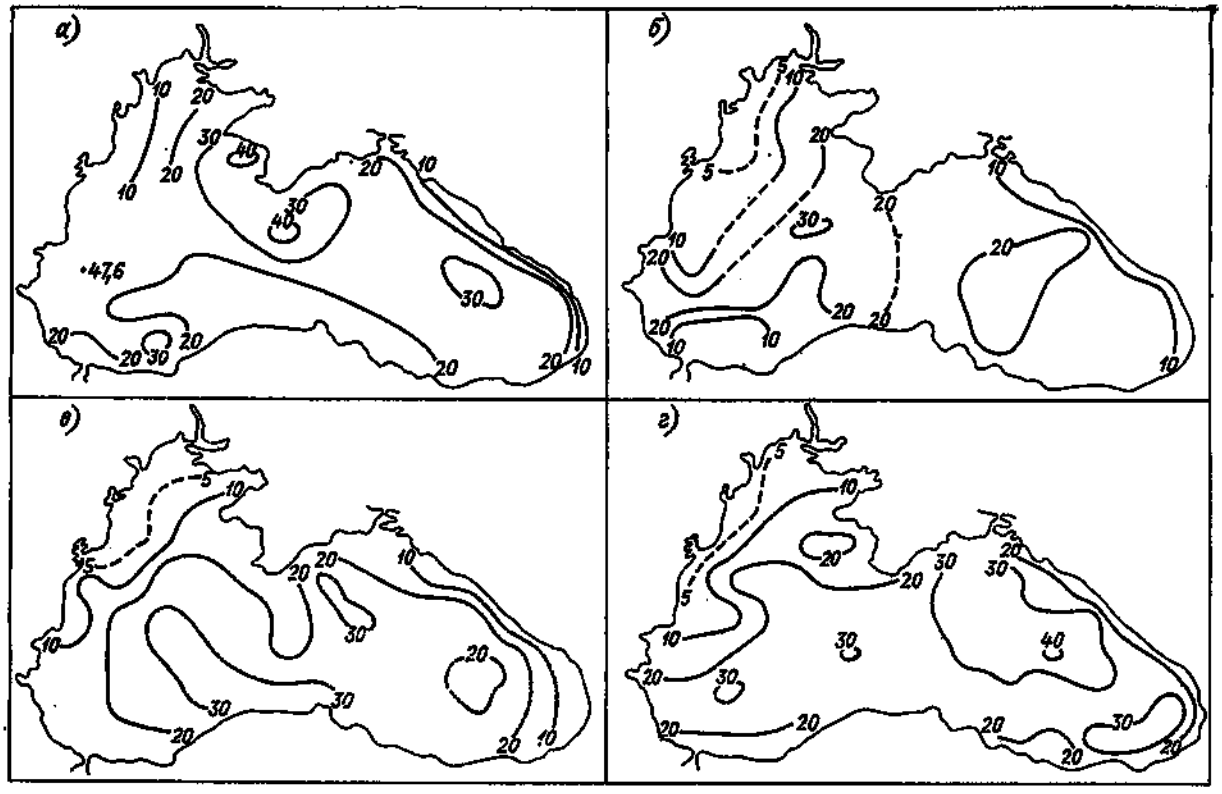


Рис. 6.5. Распределение приведенной к стандартным гидрометеорологическим условиям относительной прозрачности по акватории Черного моря по сезонам, м.
а — зима; *б* — весна; *в* — лето; *г* — осень.

6.3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИВЕДЕННЫХ ЗНАЧЕНИЙ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ПРОЗРАЧНОСТИ

Для получения более объективной картины фактического распределения прозрачности по морю все собранные данные наблюдений в соответствии с принятой методикой были приведены к стандартным условиям с учетом сроков производства наблюдений по среднепоясному времени и высоты стояния Солнца над горизонтом.

Полученные таким образом данные были картированы (рис. 6.5) и усреднены (табл. 6.5) по сезонам. Сопоставление схем распределения осредненных значений относительной прозрачности вод моря показывает, что учет гидрометеорологических условий во время наблюдений существенно влияет на значение приводимой характеристики, в большинстве увеличивая ее значение. Это объясняется условиями, принятыми в качестве стандартных — ясно, штиль, полдень, сопутствующих максимальной видимости диска.

Пространственное распределение наблюденных и приведенных значений прозрачности хотя и различается, но несущественно. По-прежнему значения прозрачности убывают от центра моря к берегам. В то же время бо́льшее увеличение глубин

Таблица 6.5

Средние и экстремальные приведенные значения относительной прозрачности

Характеристика	Зима	Весна	Лето	Осень	За год
Северо-западный район					
Среднее	4,8	8,6	9,9	12,8	9,0
Наибольшее	26,7	36,5	19,6	24,4	36,5
Наименьшее	0,1	0,3	0,1	1,0	0,1
Западный район (центр)					
Среднее	28,3	21,9	21,6	21,6	23,3
Наибольшее	47,6	30,9	36,4	33,3	47,6
Наименьшее	12,2	5,3	2,6	6,0	2,6
Прибосфорский район					
Среднее	19,4	8,6	17,1	20,9	16,5
Наибольшее	29,1	18,8	28,7	33,3	33,3
Наименьшее	16,0	4	9	12,0	4,0
Восточный район (центр)					
Среднее	24,6	16,9	23,5	28,5	23,9
Наибольшее	35,7	23,8	34,3	42,6	42,6
Наименьшее	13,0	12,0	13,4	18,0	12,0
Кавказский район					
Среднее	12,7	10,3	9,9	17,7	12,4
Наибольшее	34,1	31,2	19,5	38,1	38,1
Наименьшее	1,0	0,1	1,0	0,1	0,1

Используя построенные схемы приведенной относительной прозрачности, можно с помощью номограммы получить значение глубины видимости диска в любой точке моря при заданных гидрометеорологических условиях, т. е. схемы могут служить основой для прогноза относительной прозрачности в зависимости от прогноза метеорологической обстановки.

6.4. ЗАВИСИМОСТЬ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ОТ ТИПА ВОДНЫХ МАСС

Поскольку рассматриваемые характеристики (относительная прозрачность и цвет воды) определяются визуально в поверхностном, практически навигационном слое (0—25 м), то говорить о связи их с особенностями вертикальной структуры не приходится, можно лишь в определенной степени судить о зависимости их от типа водных масс только на основе представления о характере трехмерной циркуляции вод Черного моря.

Так, например, максимальные значения глубины видимости белого диска приурочены к центральным областям циклонических круговоротов, где происходит подъем глубинных вод с относительно малым содержанием взвеси.

Более определенно можно судить о связи исследуемых характеристик с распространением речных вод по акватории моря. Наиболее показательно в этом отношении взморье р. Дуная. Воды реки характеризуются относительной прозрачностью 0,1—1 м и индексом цвета XV—XX. Характеристиками вод прибрежных районов моря могут служить значения $z_б$=5 м и цвет — VIII—X. На фоне общих закономерностей как-то: увеличение ареала распространения малопрозрачных бурых вод во время половодья, уменьшение в период летней межени — в целом положение изолинии $z_б$= =5 м отличается большой изменчивостью, что обусловлено влиянием гидрометеорологических факторов (рис. 6.6, 6.7). При восточных ветрах положение изолинии $z_б$=5 м ближе к берегу, при западных — наоборот. Во время сильных штормов прозрачность и цвет воды на мелководье определяются взмучиванием донных осадков и $z_б$=5 м отодвигается от берега [29].

Очевидно, подобная картина характерна для любой устьевой области, сопряженной с открытым мелководьем и расположенной вне пределов действия сильных вдольбереговых течений.

Для устьев, имеющих выход в лиманы, в частности для Днепра и Южного Буга, положение гидрофронта колеблется около выхода лимана в море и определяется динамикой речного стока и гидрометеорологическими факторами. Прозрачность вод в Днепровском лимане 0,3—4,5 м, цвет X—XX [67].

У побережья Кавказа, где практически отсутствует зона мелководья, речные воды, выходя в море, вовлекаются в общую систему течений.

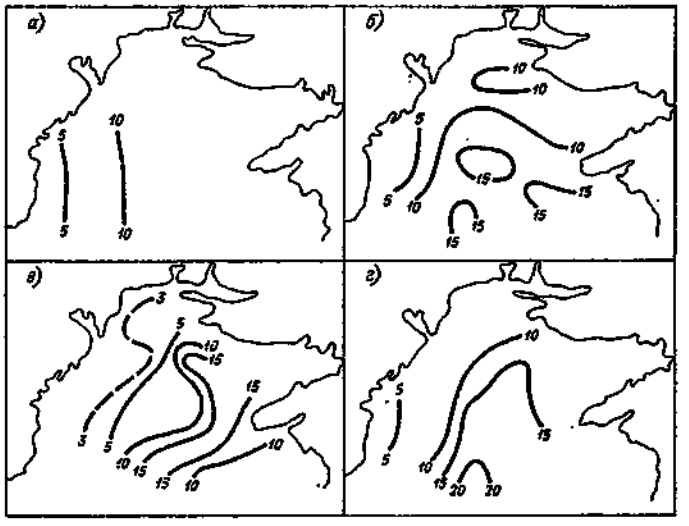


Рис. 6.6. Пространственное распределение средней относительной прозрачности в северо-западной части Черного моря по сезонам, м.
а — зима; *б* — лето; *в* — весна; *г* — осень.

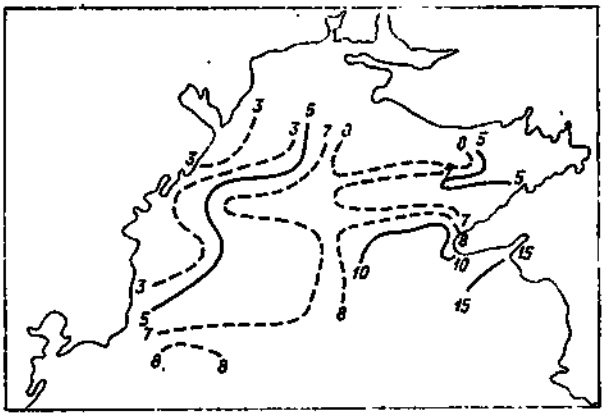


Рис. 6.7. Пространственное распределение средней относительной прозрачности в северо-западной части Черного моря в сентябре, м.

В акваториях портов средняя прозрачность 0,5 м, индекс цвета VI—XX. Здесь прослеживается зависимость прозрачности от сезона и погодных условий весной и во время штормов. За счет развития фитопланктона или взмучивания донных отложений прозрачность уменьшается, индекс цвета увеличивается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альтман Э. Н. Водный баланс Черного моря и антропогенные изменения солености его северо-западной части// Материалы конференции «Экология и рациональное использование природных ресурсов южного региона Украины».— Севастополь, МГИ АН УССР.— 1984.— Ч. 1.— С. 9—15. Деп. в ВИНИТИ 08.10.84, № 6611—84 Деп.

2. Альтман Э. Н. Балансовая оценка водообмена через черноморские проливы//Труды ГОИН.— 1987.— Вып. 180.— С. 3—20.

3. Альтман Э. Н., Гертман И. Ф., Голубева З. А. Климатические поля солености и температуры воды Черного моря.— Севастополь: СО ГОИН, 1987.— 110 с.

4. Альтман Э. Н., Гертман И. Ф., Голубева З. А. Многолетние тенденции солености и температуры вод Черного моря в связи с изменением стока рек (по данным натурных наблюдений)//Труды ГОИН.— 1988.— Вып. 189.— С. 39—53.

5. Альтман Э. Н., Касич Т. Г. Учет влияния гидрометеорологических условий на прозрачность вод (на примере Черного моря)//Труды ГОИН.— 1988.— Вып. 189.— С. 146—152.

6. Альтман Э. Н., Кумыш Н. И. Многолетняя и внутригодовая изменчивость баланса пресных вод Черного моря//Труды ГОИН.— 1986.— Вып. 176.— С. 3—18.

7. Альтман Э. Н., Лабунская Л. С., Агарков А. К. Современный баланс пресных вод северо-западного района Черного моря//Труды ГОИН.— 1978.— Вып. 145.— С. 3—15.

8. Альтман Э. Н., Прасолов Р. С., Урюжников Е. П., Ященко А. В. Временная изменчивость температуры воды прибрежной части Черного моря//Труды ГОИН.— 1986.— Вып. 168.— С. 16—19.

9. Атлас волнения и ветра Черного моря/Под ред. Г. В. Ржеплинского.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 111 с.

10. Атлас льдов Черного и Азовского морей/Под ред. Назарова В. С.— Л.: Гидрометеоиздат, 1962.— 120 с.

11. Барышевская Г. Н. Распределение солености по поверхности Черного моря//Сборник БГМО ЧАМ.— 1965.— Вып. 3.— С. 42—53.

12. Бельченко К. А. Льды в юго-западной части Черного моря зимой 1928—29 гг.//Записки по гидрографии.— 1930.— Т. 62.— С. 73—75.

13. Бендат Д., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов.— М.: Мир, 1974.— 464 с.

14. Беренбейм Д. Я. Многолетние колебания уровня Черного моря и речной сток//Метеорология и гидрология.— 1959.— № 1.— С. 41—44.

15. Блатов А. С. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 240 с.

16. Блатов А. С., Курочкин С. В., Ульянова В. И. Шельфовые волны в Черном море: моделирование и натурные наблюдения//Тонкая структура и синоптическая изменчивость морей и океанов.— Таллинн, 1984.— С. 60—63.

17. Богданова А. К. Сгонно-нагонная циркуляция и термический режим Черного моря//Труды СБС.— 1959.— Т. XI.— С. 262—283.

18. Богданова А. К. Сгонно-нагонные течения в прибрежной полосе у приглубого, относительно прямолинейного берега//Труды СБС.— 1959.— Т. 12.— С. 421—455.

19. Богданова А. К. Многолетние колебания уровня моря и величина материкового стока как факторы, определяющие изменения гидрологического режима Черного моря// Труды СБС.— 1960.— Т. 13 — С. 386—393.

20. Богданова А. К., Кропачев Л. Н. Сгонно-нагонная циркуляция и ее роль в гидрологическом режиме Черного моря//Метеорология и гидрология.— 1959.— № 4.— С. 26—33.

21. Бондаренко А. Л. О явлении тягуна//Метеорология и гидрология.— 1972.— № 7.— С. 71—80.

22. Бондаренко А. Л. и др. Метод расчета нагрузок, действующих на суда при тягуне//Исследование и освоение Мирового океана: Межведомственный сборник/ЛПИ им. М. И. Калинина.— 1976.— Вып. 59.— С. 54—64.

23. Бреслав Е. И., Клиге Р. К. Изменения уровней Азовского, Черного и Средиземного морей//Проблемы гидрологии.— М., 1978.— С. 51—63.

24. Бычков В. С., Стрекалов С. С. Морские нерегулярные волны.— М.: Наука, 1971.— 132 с.

25. Вероятностные характеристики волнения, методы их анализа и расчета/Под ред. И .Н. Давидана//Труды ГОИН.— 1971.— Вып. 97.— 187 с.

26. Волкова Г. П., Овсянников А. Н. Некоторые особенности колебаний уровня в Азовском, Черном и Балтийском морях//Труды ГОИН.— 1978.— Вып. 137.— С. 43—46.

27. Герман В. Х. Спектральный анализ колебаний уровня Азовского, Черного и Каспийского морей в диапазоне частот от одного цикла за несколько часов до одного цикла за несколько суток//Труды ГОИН.— 1970.— Вып. 103.— С. 52—73.

28. Герман В. Х., Рыбак Б. Х., Филиппов Ю. Г. Рекомендации по расчету режимно-статистических характеристик непериодических колебаний уровня в шельфовой зоне Черного моря — М.: Гидрометеоиздат, 1979.— 27 с.

29. Гидрология устьевой области Дуная.— М.: Гидрометеоиздат, 1963.— 332 с.

30. Глуховский Б. Х. Исследования морского ветрового волнения.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966:— 284 с.

31. Гнусин. О причинах ежегодного колебания уровня воды в Черном и Азовском морях//Морской сборник.— 1895.— № 1.— С. 161—202.

32. Гололобов Я. К., Ржонсницкий В. Б. О приливных движениях в Черном море//Динамика вод и гидрохимия Черного моря.— Киев: Наукова думка, 1967.— С. 90—103.

33. Голубева З. А. Оценка возможных изменений температуры воды Черного моря в результате зарегулирования рек Азово-Черноморского бассейна//Труды ГОИН.— 1986.— Вып. 168.— С. 10—15.

34. Голубева З. А. Изменчивость теплового баланса поверхности Черного моря//Труды ГОИН.— 1987.— Вып. 180.— С. 21—31.

35. Григораш З. К. Черноморские цунами 1927 г. по мареографическим записям//Труды МГИ АН УССР.— 1959.— Т. 17.— С. 59—67.

36. Григораш З. К. Обзор удаленных мареограмм некоторых цунами в Черном море//Труды СахКНИИ.— 1972.— Вып. 29.— С. 271—278.

37. Григораш З. К., Корнева Л. А. Волны цунами, сопровождавшие Анапское землетрясение 12 июля 1966 г.// Океанология.— 1969.— Т. 9, № 6.— С. 988—995.

38. Григораш З. К., Корнева Л. А. Мареографические данные о цунами в Черном море при Турецком землетрясении в декабре 1939 г.//Океанология.— 1972.— Т. 12, № 3.— С. 417—422.

39. Давидан И. Н. Исследование вероятностной структуры волн по натурным данным//Труды ГОИН.— 1980.— Вып. 151.— С. 8—26.

40. Давидан И. Н., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. Распределение элементов волн, полученное по материалам стереофотосъемки//Труды ГОИН.— 1973.— Вып. 112.— С. 72—83.

41. Давидан И. Н., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. Ветровое волнение как вероятностный гидродинамический процесс.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 287 с.

42. Диасамидзе И. Х. Условия образования тягуна в Батумском порту и прогноз его возникновения//Автореф. дис. на соискание ученой степени канд. географ. наук.— М., 1973.— 19 с.

43. Драган А. П., Рожков В. А., Яворский И. Н. Методы вероятностного анализа ритмики океанологических процессов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 319 с.

44. Дуванин А. И. Уровень моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1956.— 60 с.

45. Дуванин А. И. Волновые движения в море.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 223 с.

46. Ефимов В. В., Куликов Е. А., Рабинович А. Б., Файн И. В. Волны в пограничных областях океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1985.— 280 с.

47. Жидкова Н. И. Ледовые условия на Черном море в зимы различной суровости//Сборник работ ЛЮМ ГОИНа.— 1972.— Вып. 11.— С. 103—111.

48. Зац В. И., Лукьяненко О. Я., Яцевич Г. В. Гидрометеорологический режим Южного берега Крыма.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 124 с.

49. Зенкович В. П. Берега Черного и Азовского морей.— М.: Географгиз, 1958.— 86 с.

50. Зубакин Н. А. Льды северо-западного района Черного моря и ледовый режим у Одессы в зиму 1946—47 гг.// Труды Одесской научно-исследовательской геофизической обсерватории.— 1950.— Вып. 1.— С. 16—22.

51. Зюмбалева Е. О влиянии речного стока на сезонные колебания морского уровня по болгарскому побережью// Гидрология и метеорология.— 1973.— Вып. 3.— С. 73—78.

52. Зюмбалева Е. Върху сезонните колебания на морското ниво по Бъелгарското крайбрежие//Океанология.— София.— 1977.— Кн. 2.— С. 43—50.

53. Исследования льдов южных морей СССР/АН СССР. Океанографическая комиссия.— М.: Наука, 1973.— 128 с.

54. Итоги науки и техники. Серия океанология.— М.: ВИНИТИ, 1975.— Т. 3.— С. 35—69.

55. Итоги науки и техники. Серия океанология.— М.: ВИНИТИ, 1979.— Т. 5.— С. 45—77.

56. Кабатченко И. М. Многолетняя изменчивость ветра и ветровых волн Черного моря.— М.: ГОИН, 1985.— 22 с. Деп. в ИЦ ВНИИГМИ-МЦД 13.09.85, № 158ГМ-Д85.

57. Калинин Г. П., Клиге Р. К., Шлейников В. А. К вопросу учета современных вертикальных движений морских побережий при исследовании Мирового океана//Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии.— М.: Наука, 1975.— С. 93—101.

58. Каминский С. Т. Сезонные изменения уровня Черного моря//Труды МГИ АН УССР.— 1969.— Т. 31.— С. 93—96.

59. Каталог высот марок и реперов нивелирования I и II классов. Т. I и V.— М.: Геодезиздат, 1951.— 572 с.

60. Каталог уровенных наблюдений на Черном и Азовском морях.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 227 с.

61. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы, м. 1 : 2 500 000.— М.: ГУГК при СМ СССР, 1972.— 18 с.

62. Классовский А. В. Колебания уровня и температуры в береговой полосе Черного и Азовского морей//Записки по гидрографии.— 1890.— Вып. 2.— С. 1—70.

63. Климентов Л. О ледяном покрове Одесского залива//Вестник Одесской комиссии краезнавства при ВУАН.— 1924.— Ч. 1.— С. 7—10.

64. Книпович Н. М. Гидрологические исследования в Черном море//Труды АзЧерномэкспедиции.— 1932.— Вып. 10.— С. 32—38.

65. Ковальчук Л. А. Статистический анализ долгосрочных изменений солености поверхностного слоя Черного моря//Метеорология и гидрология.— 1985.— № 6.— С. 118—121.

66. Комплексные океанографические исследования Черного моря.— Киев: Наукова думка.— 1980.— 236 с.

67. Костяницын М. Н. Гидрология устьевой области Днепра и Ю. Буга.— М.: Гидрометеоиздат, 1964.— 335 с.

68. Конспект работы контр-адмирала Чичкарадзе «Особые случаи морской практики швартовки кораблей к причалам и на бочки».— Севастополь, 1954.— 34 с.

69. Корцева Л. А., Шеногина З. Б. Некоторые особенности гидрометеорологического режима прибрежного района//Вопросы физики моря.— Севастополь, 1972.— С. 63—72.

70. Костичкова Д. Р., Чернева Ж. И. Голямопериодични колебания на морското ниво във Варненския и Бургаския залив//Океанология.— София.— 1980.— Кн. 6.— С. 24—29.

71. Кръстева Сейшеобразните колебания на морското ниво във Варненския и Бургаския залив//Проблеми на географията.— София.— 1976.— Кн. 3.— С. 51—60.

72. Кръстева Денонощни колебания на черноморското ниво около Варна и Бургас//Проблеми на географията.— София.— 1981.— Кн. 2.— С. 15—24.

73. Крылов Ю. М. Спектральные методы исследования и расчета ветровых волн.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 255 с.

74. Крылов Ю. М., Стрекалов С. С., Цылухин В. Ф. Ветровые волны и их воздействие на сооружения.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 256 с.

75. Крыщин А. Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда на Черном и Азовском морях в связи с особенностями атмосферной циркуляции//Труды ГОИН.— 1964.— Вып. 76.— С. 7—79.

76. Куликов Г. С. Моделирование процесса взаимодействия судна с причалом на аналоговой вычислительной машине//Труды СоюзморНИИпроекта.— 1974.— Вып. 36(42).— С. 147—150.

77. Курчатов И. В. Сейши на Черном и Азовском морях//Известия Центрального гидрометбюро.— 1925.— Вып. 4.— С. 149—158.

78. Лабзовский Н. А. Непериодические колебания уровня моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 237 с.

79. Лакомб А. Физическая океанография.— М.: Мир, 1974.— 495 с.

80. Ламб Г. Гидродинамика.— Л.: ГИТТЛ, 1947.— 928 с.

81. Левин Н. М. К теории белого диска//Известия АН СССР, ФАО.— 1980.— Т. 16, № 9.— С. 926—932.

82. Леонов А. К. Региональная океанография.— Л.: Гидрометеоиздат.— 1960.— 768 с.

83. Ли М. Е. Логарифмический фотометр-прозрачномер для видимой и ближней ультрафиолетовой области спектра// Труды МГИ АН УССР.— Вып. 41.— 1969.— С. 62—67.

84. Ли М. Е. Универсальный широкодиапазонный фотометр для измерения подводного светового поля//Морские гидрофизические исследования.— 1974.— № 4.— С. 133—138.

85. Лопатухин Л. И. Анализ распределения элементов волн//Труды ВНИИГМИ—МЦД.— 1974.— Вып. 1.— С. 116—142.

86. Лызлов И. Изучение явления тягуна в портах Черного моря//Морской флот.— 1960.— № 10.— С. 19—20.

87. Макаров В. А., Трифонов В. Д., Усенков М. М. О явлении тягуна в черноморских портах//Труды Болгарской Академии наук.— 1984.— С. 36—39.

88. Малиновский Н. В. Колебания уровня в Потийском порту//Записки по гидрографии.— 1923.— Т. 47.— С. 163—196.

89. Маньковский В. И. Эмпирическая формула для оценки показателя ослабления света в морской воде по глубине видимости белого диска//Океанология.— 1978.— Т. 18, вып. 4.— С. 750—753.

90. Марамзин В. Я. Расчет сейшевых колебаний методом конечных элементов в бассейнах произвольной формы// Теоретические и экспериментальные исследования длинноволновых процессов.— Владивосток, 1985.— С. 46—67.

91. Марютин Т. П. Методы обработки наблюдений над уровнем моря, различные его расчеты и экстраполяция найденных экстремумов//Труды ГОИН.— 1960.— Вып. 55.— С. 122—166.

92. Матушевский Г. В. Исследование полей ветровых волн глубокого моря вблизи островов и в проливах// Труды ГОИН.— 1964.— Вып. 75.— С. 77—168.

93. Матушевский Г. В. Новый тип режимной функции распределения параметров ветровых волн//Метеорология и гидрология.— 1977.— № 3.— С. 66—72.

94. Матушевский Г. В. Расчет максимальных высот ветровых волн в океанах и морях//Метеорология и гидрология.— 1978.— № 5.— С. 63—69.

95. Матушевский Г. В. Оценка энергозапасов ветрового волнения в морях СССР.— М.: ГОИН, 1982.— 9 с.— Деп. в ИЦ ВНИИГМИ-МЦД 08.06.85, № 145ГМ-Д82.

96. Матушевский Г. В. Методы определения климатических характеристик ветрового волнения и оценка их достоверности/Обзорная информация. Серия: Океанология.— Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1985.— 43 с.

97. Методические указания ГОИН. Расчет режима морского ветрового волнения. Вып. 42.— М.: ГОИН, 1979.— 96 с.

98. Методическое пособие по составлению прогноза тягуна.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 61 с.

99. Мурти Т. С. Сейсмические морские волны цунами.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 447 с.

100. Мънгов Г. Определяне на максималните морски нива по Българското крайбрежие//Хидрология и метеорология.— София.— 1980.— Год. 29, кн. 6.— С. 13—22.

101. Мънгов Г. Изследване колебанията на морското ниво по Българското крайбрежие в средномащабен честотен диапазон//Хидрология и метеорология.— София.— 1981.— Год. 30, кн. 2.— С. 20—32.

102. Мънгов Г. Върху формирането на непериодичните колебания на морското ниво по Българското крайбрежие// Хидрология и метеорология.— София.— 1981.— Год. 30, кн. 3.— С. 39—49.

103. Никитин В., Скворцов Е. Непериодические изменения гидрологических элементов и состава планктона у южных берегов Крыма//Записки Крымского общества естествоиспытателей.— 1926.— С. 7—15.

104. Овсянников А. Н. График распределения величин температуры воды во времени//Труды ГОИН.— 1970.— Вып. 99.— С. 96—98.

105. Овсянников А. Н. Методы гидрологического районирования морей по температуре воды//Труды ГОИН.— 1986.— Вып. 168.— С. 69—81.

106. Овсянников А. Н., Иванов Г. С. Сезонная и многолетняя изменчивость морских гидрологических элементов по наблюдениям вековой сети//Труды ГОИН.— 1978.— Вып. 137.— С. 4—16.

107. Океанографическая энциклопедия.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 632 с.

108. Орлов А. Я. О приливах и отливах Черного моря в Одессе и Севастополе//Записки по гидрографии.— 1923.— Т. 47.— С. 141—161.

109. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 209 с.

110. Победоносцев С. В. Вертикальные движения побережий морей Европейской части СССР//Колебания уровня морей и океанов за 1500 лет.— М., 1982.— С. 93—102.

111. Погосов С. Г. Длинные волны и безопасность судна//Морской флот.— 1971.— № 10.— С. 21—22.

112. Погосов С. Г. Швартовка крупнотоннажных судов.— М.: Транспорт, 1975.— 176 с.

113. Подпругина Т. М. К вопросу об изменчивости средних уровней в Черном море//Сборник работ ЛЮМ ГОИН.— 1972.— Вып. 9.— С. 3—10.

114. Подпругина Т. М. К вопросу о водообмене с Мраморным морем через пролив Босфор//Сборник работ ЛЮМ ГОИН.— 1972.— Вып. 11.— С. 136—141.

115. Прогноз экзогенных геологических процессов на Черноморском побережье СССР — М.: Недра, 1979.— 239 с.

116. Райхлен Ф. Резонанс гавани//Гидродинамика береговой зоны и эстуариев.— Л., 1970.— С. 114—166.

117. Регистр СССР. Ветер и волны в океанах и морях: Справочные данные.— Л.: Транспорт, 1974.— 359 с.

118. Ржеплинский Г. В. О сулоях юго-восточного побережья Крыма//Метеорология и гидрология.— 1950.— № 2.— С. 45—50.

119. Ржеплинский Г. В. и др. Новый метод анализа и расчета элементов ветровых волн//Труды ГОИН.— 1968.— Вып. 93.— С. 5—52.

120. Ржеплинский Г. В., Назаретский Л. П. Расчет режима волнения шельфовых акваторий на примере Черного моря//Метеорология и гидрология.— 1974.— № 1.— С. 63—68.

121. Рожков В. А. Методы вероятностного анализа океанологических процессов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 279 с.

122. Рожков В. А., Михайлов Н. Н., Ульянич И. Г. Методические материалы по статистической обработке и вероятностному анализу данных временных рядов гидрометеорологических и гидролого-гидрохимических наблюдений.— Л.: ЛО ГОИН, 1985.— 214 с.

123. Рудович Л. Ф. Льды в юго-западной части Черного моря зимой 1928—29 гг.//Записки по гидрографии.— 1929.— Т. 57.— С. 69—70.

124. Руководство по гидрологическим работам в океанах и морях.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 725 с.

125. Руководство по расчету параметров ветровых волн.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 138 с.

126. Руководство по расчету элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях.— М.: Гидрометеоиздат, 1973.— 537 с.

127. Рыбак Б. Х. Расчет уровня и горизонтальной циркуляции вод Черного моря//Труды ГМЦ СССР.— 1973.— Вып. 127.— С. 24—32.

128. Санд С. Е. О волнах большой длины, образующихся в направленных волнах//Всесоюзный центр переводов, перевод № Е-31401.— 1983.— 28 с.

129. Скибко Н. Е., Бычков В. С. Предварительные исследования явления тягуна в порту Туапсе на Черном море//Труды МГИ.— 1962.— Т. 26.— С. 36—42.

130. Славин Л. Б. Применение метода номограмм для определения изменчивости температуры воды//Сборник ЛЮМ ГОИН.— 1972.— Вып. 11.— С. 82—102.

131. Слудский А. Ф., Ратманов Г. Е. Замерзание Феодосийского порта//Бюллетень погоды и состояния моря. Феодосия.— 1928.— № 5.— С. 8—13.

132. Солаков Д., Филипов А. Исследование непериодических колебаний уровня в порту Ильичевск//Проблеми на географията. София.— 1981.— Кн. 4.— С. 47—53.

133. Соскин И. М., Смирнова А. И., Кузнецов В. И., Ерофеева Е. С. Характеристика изменчивости суммарной теплоотдачи Северной Атлантики и некоторые вопросы взаимосвязи ее с температурой воды//Труды ГОИН.— 1976.— Вып. 131.— С. 3—27.

134. Справочник по гидрологическому режиму морей и устьев рек СССР. Ч. 1. Вып. 1. Т. 4.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 386 с.

135. Справочник по климату Черного моря.— М.: Гидрометеоиздат, 1974.— 406 с.

136. Стрекалов С. С. и др. Сейшевые колебания в лотке с нерегулярным волнением//Труды Союзморниипроекта, 1973.— Вып. 34.— С. 12—15.

137. Тимофеева В. А. Применение белого диска для определения коэффициентов поглощения и рассеяния света в мутных средах//Известия АН СССР, сер. геофиз.— 1963.— № 4.— С. 621—625.

138. Типовые поля ветра и волнения Черного моря// Под ред. Э. Н. Альтмана и Г. В. Матушевского.— Севастополь: СО ГОИН, 1987.— 116 с.

139. Тишкин И. Б. Исследование длиннопериодных колебаний портов и пришвартованных судов//Труды ЦНИИМФ.— 1960.— Вып. 26.— С. 87—102.

140. Тишкин И. Б. Воздействие длиннопериодных волн на пришвартованные суда и на акватории портов//Труды Союзморниипроекта.— 1964.— № 4.— С. 90—97.

141. Толмазин Д. М. Сгонные явления в северо-западной части Черного моря//Океанология.— 1963.— Вып. 5, т. 3.— С. 848—852.

142. Тьюки Д. Анализ результатов наблюдений. Разведочный анализ.— М.: Мир, 1981.— 694 с.

143. Тютнев Я. А. Расчет и прогноз ледовых явлений в некоторых портах Азовского и Черного морей//Труды ЦИПа.— 1966.— Вып. 156.— С. 99—104.

144. Тютнев Я. А. Долгосрочный прогноз сроков появления льда в прибрежных районах Черного и Азовского морей//Труды ГМЦ.— 1971.— Вып. 83.— С. 36—45.

145. Тютнев Я. А. О тяжелых ледовых условиях на Черном, Азовском и Каспийском морях зимой 1971/72 г.// Труды ГМЦ.— 1975.— Вып. 119.— С. 47—53.

146. Усенков М. М. К вопросу о формировании групповой структуры волнения на акватории порта при тягуне. Деп. № ВМ.ДО 1883, ВНИИМИ от 10 июня 1975 г.— 8 с.

147. Усенков М. М. Влияние ветровых волн и зыби на интенсивность явления тягуна в морских портах//Труды II конференции молодых ученых ЛГМИ, ЛПИ им. М. И. Калинина. Деп в ВИНИТИ 28 февраля 1979 г., № 771-79.— С. 36—43.

148. Физика океана/Под ред. Ю. П. Доронина.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 293 с.

149. Фомичева Л. А. Пространственно-временная изменчивость и дискретность наблюдений за уровнем в прибрежной зоне Черного моря//Сборник работ ЛЮМ ГОИН.— 1972.— Вып. 11.— С. 112—127.

150. Фомичева Л. А. Сгоны-нагоны, суточные колебания уровня и сейши Черного моря//Труды ГОИН.— 1975.— Вып. 125.— С. 48—58.

151. Чередилов Б. Ф. Градиентные составляющие ветрового течения в Черном море//Сборник БГМО ЧАМ.— 1966.— Вып. 4.— С. 34—48.

152. Черное море: Сборник.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 408 с.

153. Шапаев В. М. Гидрометеорологические условия и мореплавание.— М.: Транспорт, 1975.— 248 с.

154. Ширкина Н. А. Синоптические условия замерзания Азовского и северо-западной части Черного моря//Труды ГГО.— 1938.— Вып. 25.— С. 23—29.

155. Шулейкин В. В. Физика моря.— М.: Изд-во АН СССР.— 1953.— 989 с.

156. Шустов Б. С. Ледяной покров Черного моря// Земледелие.— 1934.— Т. 36, вып. 4.— С. 14—18.

157. Шутова Е. Н. Выявление адвективной составляющей теплового баланса моря по многолетним данным//Вопросы физики моря: Труды юбилейной сессии.— Киев, 1966.— С. 83—91.

158. Явления тягуна в портах СССР. Состояние вопроса и программа дальнейших исследований//Научно-технический отчет ГОИНа.— М., 1969.— 98 с.

159. Augustin F. E., Maxwell F. D. Extrem Wave Heights in the Gulf of Alaska//Proc 10th Ann. off shore Technol. Conf.— Houston, Tex.— 1977.— Vol. 3, Dallas, Tex.— 1978.— P. 1551—1562.

160. Defant A. Zur Erklärung der Seiches des Schwarzen Meeres//Ann. Hyd. Mar. Met.— 1933.— Bd. 61, Ht. 3.— S. 56—58.

161. Earle M. D. Practical Determination of Design Wave Conditions Ocean Wave Climate//Mar. Sci.— 1979.— Vol. 8.— P. 327—331.

162. Endrös A. Die Seiches des Schwarzen und Asowschen Meeres und die dortigen Hubhohen der Gezeiten//Ann. Hyd. Mar. Met.— 1932.— Bd. 60, Ht. 11.— S. 442—453.

163. Engel M. Hydrodynamisch-numerische Ermittlung von bewegungsvorgängen im Schwarzen Meer//Mitt. Gnst. Meeresk. Univ.— Hamburg; 1974.— N 22.— 72 S.

164. Keith James M., Murphy Emmet J. Harbor Study for San Nicolas Bay//Peru. G. Walerwans and Harbours Div. Amer. Soc. Civ. Eng.—1970.—Vol. 96, N 2.—P. 198—204.

165. Marinesku A., Sclarin O. Les wariations periodignes du nivean de la Mer Noire a lonstanga//Trans. Museum histoire nature Gr. Antipa.— 1968.— Vol. 8, N 1.— P. 531—535.

166. Proudman J. On the tides in a flat semicircular sea of uniform depth//Month. Roy. Astr. Soc.— 1928.— Vol. 11, N 2.— P. 32—43.

167. Sterneck R. Schematische Theorie der Gezeiten des Schwarzen Meeres//Sitzungs. Akad. Wissenschaft Math-naturw. Klasse.— 1922.— 131 S.

168. Thom H. C. S. Asymptotic Extreme — Value Distributions of Wave Heights in the open Ocean//J. Mar. Res.— 1971.— Vol. 23, N 1.— P. 19—27.

169. Wilson B. W. Oscillations of the Sea and the Phenomen of Range//The Dock and Harbour Authority, June.— 1953.— P. 264—272.

Справочное издание

Проект «Моря СССР»

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР

Том IV. Черное море

Вып. 1. Гидрометеорологические условия

Редактор Т. А. Иванова. Художник И. Г. Архипов. Художественный редактор Б. А. Бураков. Технический редактор Н. И. Перлович. Корректор Э. Э. Белякова.
Н/К. Сдано в набор 05.04.91. Подписано в печать 20.09.91. Формат 60×90¹/₈. Бум. книжная. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 54,0. Кр.-отт. 54,0. Уч.-изд. л. 67,34. Тираж 600 экз. Индекс ОЛ-75. Заказ № 102. Цена 93 руб. Заказное. Гидрометеоиздат. 199226. Ленинград, ул. Беринга, д. 38.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Государственного комитета СССР по печати. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.