
ДЛЯ СЛУЖЕБНОГО
ПОСРЕДОВАНИЯ



ПРОЕКТ «МОРЯ СССР»

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ СССР

ТОМ II
БЕЛОЕ
МОРЕ

ВЫПУСК I
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ
УСЛОВИЯ



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

ПРОЕКТ «МОРЯ СССР»

**ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ
И ГИДРОХИМИЯ
МОРЕЙ СССР**

ТОМ II
**БЕЛОЕ
МОРЕ**

ВЫПУСК 1
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ
УСЛОВИЯ

Под редакцией
д-ра техн. наук Б. Х. ГЛУХОВСКОГО



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1991

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ СЕРИИ МОНОГРАФИЙ
«ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ СССР»

Ф. С. Терзиев (отв. редактор), Н. П. Голтарев, 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

Представлены сведения о режимных, в том числе экстремальных и вероятностных характеристиках элементов гидрометеорологических условий Белого моря и особенно в районах протекающих в море океанологических процессов.

Основана на рядах наблюдений на сети прибрежных пунктов и в открытом море, а также на результатах, полученных расчетными методами.

Предназначена для удовлетворения запросов отраслей народного хозяйства, связанных с самыми разными видами практической деятельности на морях (мореплавание, рыбный промысел, марикультура, гидротехническое строительство и др.) и обеспечения океанографической информацией потребностей науки.

Ответственный редактор Ф. С. Терзиев

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

Монографический справочник

Проект «Моря СССР»

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР

Том II

БЕЛОЕ МОРЕ

Выпуск I

Гидрометеорологические условия

Редактор Т. А. Иванова, Художник И. Г. Архипов, Художественный редактор Б. А. Бураков
Технический редактор Н. Ф. Грачева, Корректор И. А. Динабург.

Н/К

Сдано в набор 18.07.90. Подписано в печать 07.08.91. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага книжная. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 30. Кр.-отт. 30. Уч.-изд. л. 36,17. Тираж 370 экз. Индекс ОЛ-45. Заказ № 9ДСП. Цена 58 р. Заказное. Гидрометеониздат, 199226, Ленинград, ул. Вершига, д. 38.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгения Соколовой Государственного комитета СССР по печати. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.

Предисловие	4	2.4. Распределение водных масс в Белом море летом	84
Введение	7	2.5. Распределение водных масс в Белом море осенью	85
Физико-географическая характеристика	—	2.6. Фронты и фронтальные зоны	86
Часть I. Метеорологический режим и климат		3. Водный баланс	89
1. Основные климатообразующие факторы	10	3.1. Изученность водного баланса	—
1.1. Радиационные факторы климата	—	3.2. Материковый сток	90
1.2. Циркуляция атмосферы	—	3.3. Осадки и испарение	93
1.3. Роль подстилающей поверхности в формировании климата	12	3.4. Водобмен между Белым и Баренцевым морями. Изменчивость водного баланса Белого моря	96
2. Ветер	13	4. Тепловой баланс Белого моря	97
2.1. Повторяемость направлений и средняя скорость	—	5. Уровень моря	99
2.2. Повторяемость ветра различной силы	17	5.1. Краткие исторические сведения. Сеть наблюдений за уровнем моря и высотная основа уровней постов	—
2.3. Непрерывная продолжительность ветра различной силы и направления	20	5.2. Многолетние колебания	100
2.4. Наибольшие скорости и порывы ветра	23	5.3. Сезонные колебания	103
2.5. Синоптические условия развития штормов	26	5.4. Краткопериодные колебания	106
3. Температура воздуха	29	5.5. Режим экстремальных уровней моря	116
3.1. Годовой ход	—	6. Течения	123
3.2. Сезонная температура воздуха и ее межсезонные изменения	31	6.1. Общие сведения	—
3.3. Суточный ход	35	6.2. Статистические характеристики	125
3.4. Междусуточная изменчивость	39	6.3. Квазипостоянные течения Белого моря	—
3.5. Повторяемость и продолжительность низкой температуры	42	6.4. Сезонная изменчивость	130
4. Режим увлажнения	45	7. Ветровое волнение	—
4.1. Атмосферные осадки	—	7.1. Общие сведения	—
4.2. Влажность воздуха	49	7.2. Районирование моря	131
5. Облачность	52	7.3. Режим ветра и волнения	132
5.1. Общая облачность	—	7.4. Штормы на море	137
5.2. Нижняя облачность	53	7.5. Влияние приливных течений на режимно-климатические функции распределения параметров ветровых волн	139
6. Атмосферные явления	56	7.6. Расчетные характеристики волн	142
6.1. Туман	—	8. Приливы и приливные течения	146
6.2. Метели	60	8.1. Особенности приливов и приливных течений Белого моря	—
Часть II. Гидрологический режим		8.2. Формирование приливных волн в Белом море	154
1. Температура и соленость вод	64	8.3. Собственные колебания бассейна	159
1.1. Общие сведения	—	8.4. Энергия приливов	161
1.2. Мелкомасштабная изменчивость	66	8.5. Моделирование приливных движений	162
1.3. Мезомасштабная изменчивость	67	8.6. Моделирование приливов Онежского залива	177
1.4. Синоптическая изменчивость	68	8.7. Моделирование приливов Канда拉克шского залива	190
1.5. Сезонная изменчивость	—	9. Ледяной покров	193
1.6. Крупномасштабная изменчивость	79	9.1. Общие сведения о ледовом режиме	—
2. Водные массы	80	9.2. Характеристика основных элементов ледового режима	195
2.1. Общие сведения	—	9.3. Изменчивость основных элементов ледового режима	215
2.2. Распределение водных масс в Горле и Воронке Белого моря зимой	81	Список литературы	236
2.3. Распределение водных масс весной	82		

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

Дальнейшее развитие морских отраслей народного хозяйства вызывает острую необходимость разработки принципиально новых, более совершенных путей и форм гидрометеорологического обеспечения на морях, так как одни традиционные формы в виде таблиц приливов, гидрометеорологических карт океанов и морей, ежегодников, ежемесячников и т. п. уже не могут удовлетворить растущие запросы. Необходимо было создать целенаправленную систему обеспечения режимной гидрометеорологической и гидрохимической информацией хозяйственной деятельности на морях. Такая система создавалась в три этапа под общим научно-методическим руководством ГОИНа с участием ААНИИ, ДВНИГМИ, ГГО, морских 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.: Гидрометеониздат, 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.: Гидрометеониздат, 1972), содержащее методические рекомендации по организации и проведению полевых изысканий непосредственно в районе проектируемых гидротехнических сооружений.

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

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

В соответствии с заданиями проекта «Моря СССР» научно-технической программы ГКНТ «Мировой океан» 39 организациями Госгидромета 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, орografia берегов, морские течения; климатическое райо-

нирование; 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, полужасным и облачным небом; опасные и особо опасные гидрометеорологические явления — обледенение судов, туманы, метели, град, сильные морозы.

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

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

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

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

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

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, неперерывных колебаний уровня, приливов и льда;

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

— уточнены данные о солевых составах 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, биопродукционные процессы, загрязнение морской среды и др.;

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

В целом настоящая серия монографий представляет собой естественное продолжение и развитие общей системы обеспечения режимной гидрометеорологической и гидрохимической информацией морских отраслей народного хозяйства 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 серии монографий «Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР» выполнена под общим руководством научного руководителя проекта «Моря СССР» канд. геогр. наук Ф. С. Терзиева. Ответственные исполнители работ — канд. геогр. наук Н. П. Гоптарев, д-р физ.-мат. наук В. И. Калацкий, д-р геогр. наук А. И. Симонов (ГОИН), д-р биол. наук Д. Е. Гершанович (ВНИРО), канд. геогр. наук В. Е. Бородачев (ААНИИ), д-р геогр. наук М. М. Борисенко (ГГО).

Том II «Белое море» состоит из двух отдельных выпусков: вып. 1 — «Гидрометеорологические условия» и вып. 2 — «Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биопродуктивности». Настоящая монография представляет собой первый выпуск тома II «Белое море» и состоит из

двух частей и краткой физико-географической характеристики моря. Первая часть посвящена метеорологическим процессам, вторая — элементам гидрологического режима — температуре, солености и плотности воды, уровню моря, течениям, волнению, приливам и льдам.

В написании монографии принимал участие коллектив авторов из Севгидромета и ГОИНа. Предисловие написано Б. Л. Лагутиным. Введение — Ю. И. Инжебейкиным, З. К. Казанцевой, Б. Л. Лагутиным; физико-географическая характеристика — Л. Р. Лукиным; часть I — В. М. Артемовой, Т. Е. Водозовой, А. С. Егоровой, З. К. Казанцевой и

С. Г. Сорокиной; п. 1.2 и 2.5 — О. А. Коняевым, В. С. Преображенской; часть II: гл. 1 написана А. Г. Кравцом, В. Н. Полупановым; гл. 2 — С. И. Тушевым; п. 2.6 и г. 3 — Н. В. Мацебулой; гл. 4 — А. Г. Кравцом; п. 5.1 — Е. В. Гавриловой, Ю. И. Инжебейкиным; п. 5.2, 5.3, 6.2, 6.3, 6.4 — А. Г. Кравцом; п. 5.4, 5.5, 6.1 — Ю. И. Инжебейкиным; гл. 7 — В. Б. Коробовым; п. 8.1—8.5 — А. Г. Кравцом, п. 8.1 совместно с Л. А. Сгибневой (ГОИН); п. 8.6, 8.7 — Л. А. Сгибневой, А. С. Цветинским (ГОИН); гл. 9 — С. В. Снеговским, п. 9.3 — совместно с Л. Р. Лукиным и С. И. Климовым.

СПИСОК ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ И ПОСТОВ БЕЛОГО МОРЯ

1. Кандалакша
2. Умба
3. Кашкаранцы
4. Чаваньга
5. Пялица
6. Сосновец
7. Терско-Орловский
8. Святой Нос
9. Канин Нос
10. Шойна
11. Мыс Конушин
12. Чижа
13. Каменка
14. Абрамовский маяк
15. Моржовец
16. Инды

17. Зимнегорский маяк
18. Мудьюг
19. Архангельск, Конвейер
20. Архангельск, Соломбала
21. Северодвинск
22. Унскый маяк
23. Жижгин
24. Лямца
25. Онега
26. Разнаволоок
27. Жужмуй
28. Кемь-Порт
29. Соловки
30. Гридино
31. Ковда

Этой монографией, отражающей современное состояние наших знаний о гидрометеорологических условиях Белого моря, завершён основной этап исследований этого моря, выполненных в рамках проекта «Моря СССР» научно-технической программы ГКНТ СССР «Мировой океан».

Монография в совокупности со справочником «Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР», т. 5 «Белое море», изданным в 1989 г., рассчитаны на удовлетворение запросов отраслей народного хозяйства, связанных с самыми разными видами практической деятельности на морях (мореплаванием, рыбным промыслом, марикультурой, гидротехническим строительством и др.), а также обеспечивают океанографической информацией потребности науки.

В монографии достаточно подробно определены основные характеристики океанографических полей, формирующие их процессы и параметры изменчивости в различных временных масштабах. С целью представить возможно полную и современную сводку знаний о Белом море в ней отражены не только устоявшиеся представления, но и новые результаты, полученные в связи с ее подготовкой.

Монография по Белому морю издана одной из первых в ряду таких пособий для морей СССР. Их составление обусловлено расширением экономического освоения природных ресурсов морей и возрастанием антропогенных нагрузок на морские экологические системы.

Для обеспечения текущих и перспективных запросов народного хозяйства и науки в монографии и названном выше Справочнике представлены надежная разносторонняя информация о режимных, в том числе экстремальных и вероятностных характеристиках элементов гидрометеорологических условий, об особенностях протекающих в море и его локальных районах океанографических процессов. Монография состоит из двух частей и краткой физико-географической характеристики моря. В части I, посвященной метеорологическим процессам, рассмотрены основные климатообразующие факторы и на основе данных наблюдений подробно описан режим ветра, температуры воздуха, осадков, облачности, туманов и метелей. Приведены результаты расчетов и анализа временных и вероятностных характеристик метеорологических элементов, помещены новые данные о температурном режиме воздуха, о скорости и порывах ветра. При подготовке части I использованы материалы наблюдений береговых и островных станций за периоды различной длительности в пределах 1936—1980 гг. Оценка вековых изменений проводилась по более длинным рядам, до 100 лет для отдельных станций (1881—1981 гг.). При построении карт ветра скорости приводились к анемометрическим, за исключением карт сильных и штормовых ветров непрерывной продолжитель-

ности. Для получения режимных характеристик ветра использованы также судовые наблюдения.

Часть II посвящена элементам гидрологического режима — температуре и солености воды, уровню моря, волнению, течениям, приливам и льдам, а также выявлению основных факторов, формирующих режим этих элементов.

На единой методологической основе систематизированы все имеющиеся материалы наблюдений за температурой и соленостью вод моря. С помощью многомерного статистического анализа выделены водные массы Белого моря в различные сезоны года. Впервые для Белого моря описаны и проанализированы гидрологические фронты и фронтальные зоны. Рассмотрены структуры водного и теплового балансов моря.

На основе статистического анализа большого объема натурных наблюдений и гидродинамического моделирования исследован широкий диапазон изменчивости уровней. Проанализировано влияние астрономических, геофизических и океанографических факторов на многолетние колебания уровня. Рассчитаны характеристики «полусуточного» и луниного деклинационного приливов, показаны основные особенности сезонного хода уровня. Впервые с учетом нелинейности движений приливного и синоптического масштаба, включая нелинейное взаимодействие между ними, изучен механизм формирования суммарных уровней. Подробно исследован режим экстремальных уровней.

Используя имеющиеся материалы по течениям и диагностические модели термохалинной циркуляции, исследована изменчивость квазистационарных течений. Рассмотрены пространственная структура и механизм формирования неперпидических течений.

Режимные характеристики ветровых волн рассчитаны по 35-летнему базисному ряду по штормовым выборкам для шести глубоководных точек на акватории моря. Впервые на основании имеющихся гидродинамических моделей развития волн на течениях получены оценки влияния сильных приливных течений на волны.

Приливы освещены на основании гидродинамического моделирования и традиционных данных, получаемых по материалам наблюдений. Все использованные модели, разработанные в Севгидромете и в ГОИНе, верифицированы и точностные характеристики получены по накопленным данным и по материалам специально выполненных экспедиционных работ.

Представлен ледовый режим моря; даны вероятностные оценки границ распространения ледового покрова, характеризуется пространственно-временная изменчивость сроков ледовых явлений, а также сезонная и многолетняя изменчивость ледообмена между Белым и Баренцевым морями.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Белое море, расположенное на севере европейской части СССР, соединяется с Баренцевым морем и входит в бассейн Северного Ледовитого океана.

Оно находится в субполярном физико-географическом поясе, а в структурно-геоморфологическом отношении является окраинным шельфовым морем.

1 - берега сформированные субазральными и тектоническими процессами - складчатые, ровные; 2, 3, 4 - берега, формирующие пресмыкающиеся волновыми процессами: 2 - выровненные абразионно-аккумулятивные, 3 - выравнивающие абразионно-бухтовые, 4 - выравнивающие абразионно-аккумулятивные.

Белое море принято делить на три части: северную, среднюю и южную. Северная часть моря имеет очертания воронки, раструбом обращенной к Баренцеву морю, вершиной — к устью р. Мезень; внешняя зона — собственно раструб — носит название Воронки, а внутренняя зона образует Мезенский залив (рис. 1). Южная, или центральная часть моря, называемая Бассейном, является наиболее обширной и глубоководной частью. В берега Бассейна вдаются три обширных залива: Двинский, Онежский и Кандалакшский. Бассейн и Воронка моря соединяются сравнительно узким проливом, называемым Горлом Белого моря. Длина этого пролива 170 км, ширина 45—55 км. Границами Горла являются: на северо-востоке — линия, соединяющая м. Данилов — м. Воронов, а на юго-западе — линия, соединяющая м. Никодимский — м. Вепревский.

Онежский берег, часть его от устья р. Онеги до м. Летний Орлов называется Лямецким берегом. Между м. Ухт-Наволоч и устьем р. Северной Двины берег моря носит название Летний, от устья р. Северной Двины до м. Воронов — Зимний. Между м. Воронов и устьем р. Мезень расположен Абрамовский берег, далее на север от этой реки до м. Конушин — Конушинский. Берег между мысами Канин Нос и Конушин носит название Канинский (см. рис. 1).

Берега северной части Белого моря мало изрезаны, преимущественно обрывисты. Прибрежные возвышенности Терского берега невысоки и постепенно повышаются в глубь материка. Канинский берег образован крутыми обрывами, прерываемыми в устьях рек песчаными низменностями. Северная часть Конушинского берега сравнительно невысока, а в южной части этот берег резко повышается и становится обрывистым. Абрамовский берег невысокий, изобилует глинистыми осыпями и повышается только у м. Воронов.

Берега Бассейна моря и его заливов, в отличие от берегов северной и средней части моря, отличаются большой изрезанностью; мало изрезаны лишь берега Двинского залива и Терский берег.

В Белом море много островов, причем подавляющее большинство сосредоточено в Онежском и Кандалакшском заливах. Наибольшими являются Соловецкие острова, расположенные на границе между Онежским заливом и Бассейном п. о. Моржовец, расположенный на юго-западной стороне входа в Мезенский залив. Соловецкие острова отделены от восточного берега Онежского залива прол. Восточная Соловецкая Салма, а от западного берега — прол. Западная Соловецкая Салма. Остров Мор-

жовец отдален от Абрамовского берега прол. Моржовецкая Салма.

В Двинском заливе много островов находится в дельте р. Северной Двины.

Широкая прибрежная полоса моря у Поморского и Карельского берегов Онежского залива имеет типично шхерный характер. Кроме островов и островков, здесь множество мелких надводных и подводных камней. Из островов Онежского залива, лежащих мористее кромки шхер, наибольшие — о-ва Большой Жужмуй и Малый Жужмуй. На восточной стороне входа в Онежский залив лежит о. Жижгин, который отделен от материка прол. Жижгинская Салма.

Другой шхерный район расположен у Карельского берега и в вершине Канда拉克шского залива.

Рельеф дна Белого моря неровный, глубины сильно меняются как между отдельными районами, так и внутри них. Наиболее мелководная — северная часть моря. Лишь на севере Воронки глубины местами достигают 60—70 м, основная же часть акватории Мезенского залива не выходит за пределы изобаты 20 м. Эта часть моря имеет и наиболее сложный рельеф дна, представляющий собой на юге обширное мелководье с ложбинообразным понижением в осевой части на продолжении русла р. Мезени. Перед входом в Мезенский залив находится множество песчаных банок, расположенных несколькими грядами и носящих название Северные Кошки. Размеры Северных Кошек и глубины над ними с течением времени меняются под влиянием штормов и приливных течений.

Рельеф дна Горла еще более изрезан. Вытянутые вдоль оси пролива аккумулятивные и эрозионные желоба и гряды чередуются с отдельными поднятиями и замкнутыми котловинами. Особенно четко выражен продольный желоб вдоль западного берега пролива, где глубины превышают 50 м. Средние глубины в Горле колеблются в пределах 30—50 м.

Наличие такого мелководного пролива значительно затрудняет водообмен между Белым и Баренцевым морями. Несмотря на это, водообмен между двумя морями играет огромную роль в формировании гидрофизических, гидрохимических и гидрологических полей Белого моря.

Бассейн Белого моря является наиболее глубоководной частью. Центральная впадина с глубинами более 100 м простирается с северо-запада на юго-восток из Канда拉克шского залива в Двинской залив и занимает примерно две трети акватории Бассейна и его заливов. В пределах впадины имеются три котловины, разделенные порогами. Глубины котловины более 250 м; в одной из них, в районе п-ова Турий, находится максимальная глубина Белого моря — 350 м.

Наиболее глубоководными из заливов являются Канда拉克шский, за исключением его вершины, а также Двинский. Онежский залив, отделенный от центральной части моря грядой Соловецких островов, самый мелководный, глубины в нем меняются от 5 до 25 м.

Рельеф дна в Бассейне, а также в глубоководных частях Канда拉克шского и Двинского заливов ровный, и только в дельте р. Северной Двины, а также у западного побережья и вершине Канда拉克шского залива дно очень неровное. Сложный рельеф дна имеет Онежский залив, где дно усеяно многочисленными каменными банками, «коргами», «лудами», мелями. Неровности донного рельефа в надводной части проявляются в виде большого количества островов, разбросанных почти по всей поверхности залива, особенно в его западной половине.

Все берега Белого моря изрезаны многочисленными ручьями и мелкими реками. Наиболее крупные впадающие в море реки: Северная Двина,

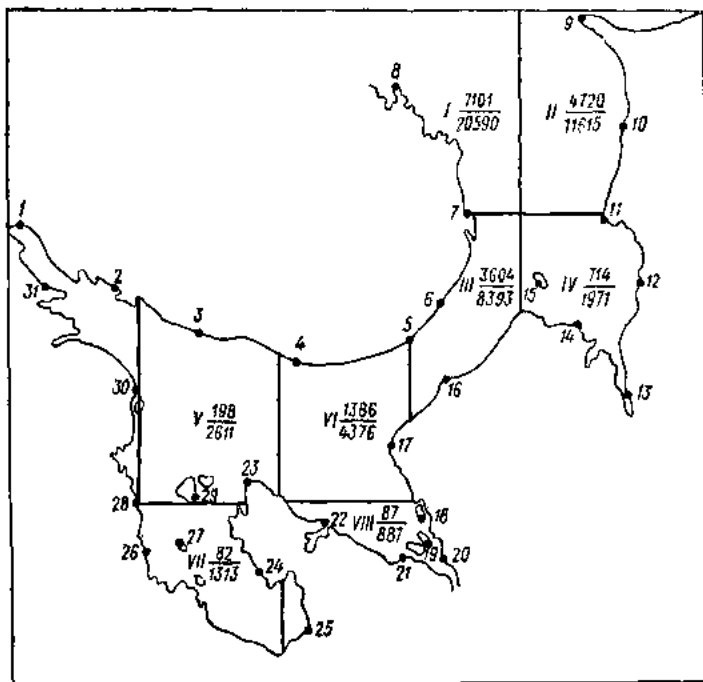


Рис. 2. Схема расположения станций и квадратов моря.

Римские цифры — номера квадратов; числитель — количество судовых наблюдений за холодный период; знаменатель — за теплый период года; цифры около станций — номер по списку.

Онега, Мезень, Кулой, Кемь, Выг. Остальные реки не имеют судоходного значения и лишь устья некоторых из них доступны для захода малых судов и шлюпок. Суммарный речной сток в среднем за год составляет более 4% (259 км³) общего объема моря и играет важную роль в развитии гидрофизических процессов в море.

Наблюдения за гидрометеорологическим режимом моря ведутся на сети станций, список которых приводится ниже (рис. 2). На рис. 2 помещены сведения о количестве судовых наблюдений за гидрометеорологическими элементами в отдельных районах (квадратах) моря. Некоторые дополнительные сведения о данных наблюдений по отдельным элементам гидрометеорологического режима приведены соответственно в последующих главах.

ЧАСТЬ I. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И КЛИМАТ

I. ОСНОВНЫЕ КЛИМАТООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

1.1. Радиационные факторы климата

Внутриконтинентальное положение моря в приполярном районе, его вытянутость с севера на юг (от 68° до 64° с. ш.) придают радиационному режиму Белого моря своеобразные черты и неоднородность.

В холодное время года небольшое количество теплоты, которое поступает на поверхность моря в течение короткого дня при малых высотах Солнца, в значительной степени отражается льдами; на севере моря в течение всего декабря тянется полярная ночь. В теплое время года происходит прогревание водной поверхности в связи со значительным притоком солнечной радиации в течение длинного полярного дня. На 64° с. ш. наибольшая высота Солнца в полдень во время летнего солнцестояния достигает 49° , а на 68° с. ш. — 45° [32, 33].

На большей части моря число часов с солнечным сиянием составляет 1200—1600 за год, из них на лето приходится 690—850 ч. В Онежском и Кандакшском заливах продолжительность солнечного сияния равна около 1600 ч за год, за летний период — 800—825 ч [32]. Максимальная продолжительность солнечного сияния приходится на июль, когда отмечается минимум облачности. В это время на большей части моря насчитывается в среднем 270—300 ч в месяц с солнечным сиянием, на заливах — 300—320 ч. Почти везде отношение фактической продолжительности солнечного сияния к возможной составляет 46—54%, однако без солнца бывает в среднем 1—3 дня. Минимальная продолжительность солнечного сияния приходится на декабрь и составляет 0—6 ч. В это же время число дней без солнца колеблется от 27 до 31.

Солнечная радиация поступает на поверхность моря в виде прямой радиации и рассеянной атмосферой и облаками. В приполярных широтах вследствие преобладания пасмурной погоды и небольших высот Солнца рассеянная радиация в среднем за год больше прямой [24]. Снежный покров увеличивает рассеянную радиацию и в зимние месяцы она превышает прямую в 2—4 раза. Только летом, когда уменьшается облачность и возрастает высота Солнца, прямая радиация становится равной рассеянной или превосходит ее. Количество суммарной радиации определяется теми же факторами, которые влияют на ее слагаемые. Наименьшее годовое значение суммарной радиации наблюдается в Воронке и равно 3063 МДж/м^2 [24]. К югу радиация растет и достигает наибольшего значения в Онежском заливе — 3285 МДж/м^2 . Наибольших значений суммарная радиация достигает в июне ($578\text{—}612 \text{ МДж/м}^2$), наименьших — в декабре ($0,0\text{—}4,0 \text{ МДж/м}^2$). Большая часть солнечной радиации, поступающей к поверхности воды летом, поглощается ею (88—90%). Альбедо, т. е. отражательная способность поверхности моря, зависит от ее физического состояния и меняется в широких пределах. Зимой, когда ледовая поверхность покрыта снегом, альбедо достигает 84% [32, 33]. В Воронке в июне

поглощенная радиация равна 528 МДж/м^2 , в Кандакшском заливе — 570 МДж/м^2 .

В среднем за год эффективное излучение поверхности моря, т. е. разность между тепловым (длинноволновым) излучением моря и тепловым излучением атмосферы, наименьшее в Воронке (1102 МДж/м^2): здесь средняя годовая температура водной поверхности почти вдвое ниже, чем, например, в Двинском заливе, где эффективное излучение составляет 1462 МДж/м^2 . Кроме того, в Воронке в теплое время года повторяемость пасмурного неба (особенно по нижней облачности) и туманов больше, чем в южной части моря, что увеличивает противозлучение атмосферы и компенсирует часть потери тепла поверхностью моря.

С октября по февраль радиационный баланс имеет отрицательный знак ($-25\text{—}-205 \text{ МДж/м}^2$), т. е. расходная часть баланса превышает приходную. В марте он близок или равен нулю, а с апреля по сентябрь баланс положителен. Наибольшее значение отмечается в июне, когда поглощенная радиация максимальна и составляет около 469 МДж/м^2 в Бассейне и 432 МДж/м^2 в Двинском заливе [24]. Энергия, соответствующая радиационному балансу, частично передается воздуху, но основное количество энергии накапливается в водной массе, преобразуется и участвует в адвективном обмене тепла течениями. Общий приход — расход тепла в деятельном слое моря составляет тепловой баланс. В расходной части теплового баланса основная роль принадлежит эффективному излучению (35%), затрате тепла на испарение (29%) и турбулентному теплообмену (20%). Главную роль в поступлении тепла играет поглощенная солнечная радиация (67%) и адвекция тепла течениями (26%). Относительная доля тепла, приносимого в море речным стоком, невелика и составляет 2%. В среднем за год как поступление, так и расход тепла составляет 3482 МДж/м^2 [24].

1.2. Циркуляция атмосферы

Для акватории Белого моря в любые сезоны года характерна частая смена воздушных масс, связанная с прохождением барических образований. Согласно данным за период 1967—1976 гг., в среднем погода на море в течение года в 71% случаев (262 дня) определяется действием циклонических и в 29% случаев (103 дня) — антициклонических полей атмосферного давления (табл. 1.1).

Зимой (ноябрь — март) преобладают области низкого давления (77%), которые в 37% случаев являются малоподвижными или малоградиентными и в 13% — хорошо выраженными циклонами, перемещающимися с запада и северо-запада из районов Атлантического океана. Двигаясь с большими скоростями (50—70 км/ч) на восток и юго-восток (рис. 1.1 а), они за сутки могут достигать акватории Белого моря. В передней части этих циклонов, как правило, наблюдается вынос теплого и влаж-

ного воздуха, что вызывает снегопады, иногда оттепель, штормовой ветер; в тыловых частях — резкие похолодания, штормовой ветер, снегопады с ухудшением видимости. Выходы южных и юго-западных циклонов на акваторию Белого моря отмечаются значительно реже, их повторяемость составляет со-

ответственно 3 и 8%. С ними также связаны штормовые ветры, снегопады с ухудшением видимости и повышения температуры воздуха до оттепели. Зимой акватория моря значительно реже находится под влиянием области повышенного давления (23%), которую создают в основном малоградиент-

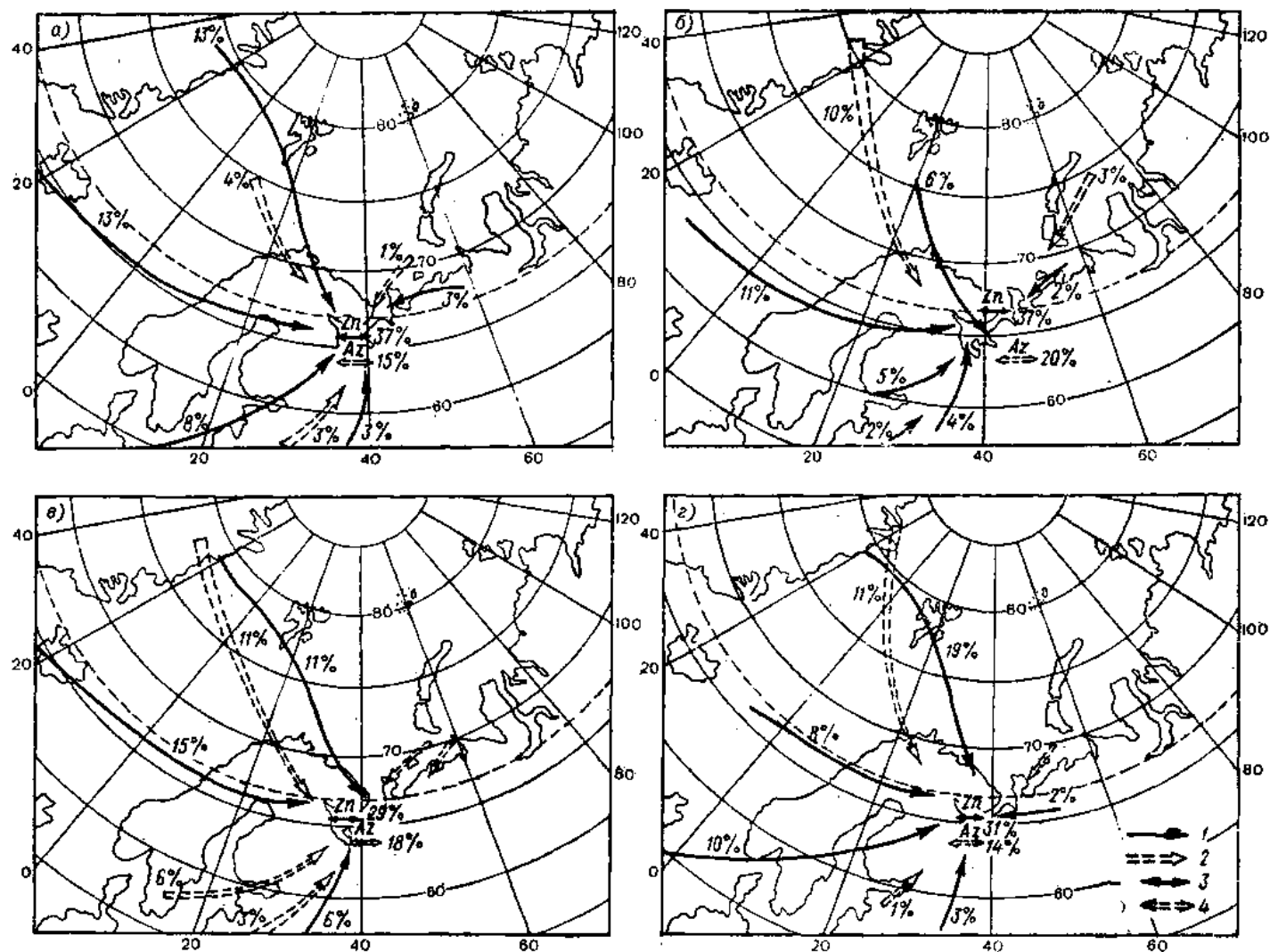


Рис. 1.1. Повторяемость барических образований над Белым морем зимой (а), весной (б), летом (в), осенью (г), %.

1 — траектория циклонов, 2 — антициклонов; 3 — малоподвижные циклоны, 4 — стационарные антициклоны

Таблица 1.1

Повторяемость различных барических образований над Белым морем, 1967—1976 гг., %

Вид барического образования	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Циклоны					
„ныряющие“	13	6	11	19	12
западные	13	11	15	8	12
южные	3	4	6	3	4
юго-западные	8	5	6	10	7
аномально перемещающиеся	3	2	2	2	2
малоподвижные	37	36	28	31	33
Всего	77	64	68	73	71
Антициклоны					
стационарные, малоградиентные барические поля	15	20	17	14	17
азорские	3	3	3	1	2
карские	1	3	1	1	1
скандинавские	4	10	11	11	9
Всего	23	36	32	27	29

ные барические поля или стационарные антициклоны (15%), реже — отроги азорских антициклонов (3%) или скандинавские антициклоны (4%) и крайне редко наблюдаемые карские вторжения холодных воздушных масс (1%).

В весенний период, как и зимой, сохраняется еще большая неустойчивость погоды и относительно быстрая смена синоптических процессов. Наибольшую повторяемость имеют поля пониженного давления, определяемые малоподвижными циклонами (36%). Циклоны, перемещающиеся с запада, с районов Исландии и Норвежского моря, формируют погоду в 11% случаев (рис. 1.1 б). Повторяемость области высокого давления по сравнению с зимним сезоном увеличивается: в 20% случаев они связаны со стационарными антициклонами и в 10% случаев с прохождением антициклонов. Повторяемость полей высокого давления, обусловленных прохождением карских и азорских антициклонов, равна 3%. В течение весеннего периода происходит перестройка структуры сезонного барического поля, которая к концу мая уже приобретает летний характер.

Значительный приток тепла от Солнца способствует нагреву не только в умеренных, но и в северных широтах. Разность температур между широтами уменьшается, что приводит к уменьшению горизонтальных градиентов давления и ослаблению интенсивности циркуляции атмосферы. Траектории циклонов располагаются южнее, над материком европейской части СССР.

Повторяемость циклонических полей летом остается на уровне весенних, увеличивается до 15% повторяемость полей пониженного давления, связанных с прохождением западных циклонов, число «ныряющих» циклонов по сравнению с зимой несколько уменьшается (11%). Глубина, а также скорости перемещения последних небольшие (25—30 км/ч). На акваторию Белого моря они выносят влажный и прохладный воздух с Атлантики. При выходе южных циклонов (6%) обычно наблюдаются восточные и северо-восточные ветры со скоростью 12 м/с и более. Как и весной наибольшую повторяемость в летний период имеют стационарные антициклоны (17%), а наименьшую — азорские (3%) и карские (1%) (рис. 1.1 в). Чаще всего наблюдается вхождение антициклонов со Скандинавии (11%), что всегда обуславливает на акватории Белого моря холодную погоду с ветрами северных направлений.

Начало осеннего сезона обычно характеризуется активизацией атмосферной циркуляции и увеличением повторяемости полей низкого давления (73%). Они создаются в большинстве случаев «ныряющими» (19%), западными (8%), юго-западными (10%) и малоподвижными циклонами (31%) (рис. 1.1 г). Скорость перемещения циклонов осенью увеличивается по сравнению с летним сезоном. В годы с сильно развитой циклонической деятельностью, с частыми прохождением юго-западных, западных и «ныряющих» циклонов, которые приносят с Атлантики влажную прохладную воздушную массу, на акватории Белого моря отмечается ненастная осень, с частыми штормовыми ветрами, дождями. В октябре дожди часто сменяются «зарядами» мокрого снега, ухудшающими видимость. Повторяемость полей повышенного давления осенью составляет 27% и обуславливается в основном стационарными (14%) и скандинавскими (11%) антициклонами. Вторжения холодных карских и теплых отрогов азорских антициклонов наблюдаются редко, их повторяемость составляет 1%.

1.3. Роль подстилающей поверхности в формировании климата

Важную роль в формировании климата моря играет состояние его поверхности и температура воды. Белое море каждую зиму покрывается льдом. Раньше всего лед образуется в устье Мезени — примерно в конце октября, а позднее всего — у Терского берега Горла и Воронки. Наибольшего развития ледовый покров достигает в марте. Обычно льдом покрывается около 90% площади моря. Под влиянием ветра и течений лед носит плавучий характер. Неподвижный припайный лед формируется в основном в Кандалакшском, Онежском и Двинском заливах. В других районах моря припай не имеет значительного развития. В мае море полностью освобождается ото льдов.

Вследствие различной теплопроводности, излучательной и отражательной способности водная по-

верхность и ледовые поля по-разному влияют на формирование потоков тепла и влаги в атмосферу, по-разному поглощают и отражают солнечную радиацию. Альbedo снега колеблется от 30 до 95%, ледяного покрова — от 40 до 50%, водной поверхности — от 10 до 12%. Эти различия сказываются на приходную часть радиационного баланса. Эффективное излучение, зависящее от температуры поверхности моря, происходит к тому же при различных условиях облачности и влагосодержания (над водой они больше, чем над льдом) и влияет на расходную часть радиационного баланса. Сказанное относится не только к физически неоднородным поверхностям (лед, вода), но и к областям теплых и холодных течений.

Несмотря на относительно небольшие размеры Белого моря, его водным массам с их большой теплоемкостью принадлежит заметная роль как второго источника тепла. Значительную часть тепла, накопленного в теплое время года, море отдает в атмосферу осенью и в начале зимы, когда оно еще не покрыто льдами. За ноябрь—декабрь теряется около половины годового запаса тепла, получаемого от Солнца и путем адвекции теплых вод Баренцева моря. В середине и во второй половине зимы значительный теплообмен с атмосферой происходит в местах разводий, трещин и над свободными ото льда участками поверхности. Вследствие этого температура воздуха, например, в январе, над наиболее глубоководной центральной частью Бассейна с ее большими теплозапасами и в Воронке на 2—3°С выше, чем у южного побережья моря, а ход изотерм температуры воздуха соответствует ходу изотерм температуры воды.

Немаловажную роль в формировании климата моря играет его средиземное положение. Почти сплошное кольцо окружающей суши придает некоторым частям моря, особенно мелководным и изолированным, значительную континентальность. Она проявляется в увеличении годовых и суточных амплитуд температуры воздуха, повторяемости и продолжительности низких температур, в значительном горизонтальном градиенте всех характеристик температурного режима воздуха в прибрежных районах, в уменьшении облачности и влажности воздуха над ними, в возникновении летней бризовой циркуляции воздуха.

Летом относительно холодная водная поверхность, особенно в Воронке (благодаря свободному доступу более холодных баренцевоморских вод), способствует образованию туманов при выносе теплых воздушных масс с суши и увеличению случаев плохой видимости, а также некоторому увеличению облачности.

Состояние поверхности моря влияет и на циркуляцию атмосферы. Над относительно теплыми водами моря в октябре—декабре воздушные массы дополнительно прогреваются, и тем самым создаются условия для поддержания циклонической деятельности, что приводит к высокой повторяемости облачности, сильных и штормовых ветров осенью и в начале зимнего периода, когда море еще свободно ото льдов. У побережья Кольского полуострова в зоне теплого (зимой) баренцевоморского течения создаются значительные температурные контрасты между суши и морем, неустойчивость в приземном слое воздуха, которая проявляется в режиме больших скоростей ветра и осадков. Береговая зона с ее изрезанностью, различной ориентацией, формами

рельефа и острова оказывают существенное влияние на ветровой поток. Оно выражается в увеличении повторяемости определенных направлений ветра на заливах и в Горле, в усилении ветра около выступающих мысов.

2. ВЕТЕР

2.1. Повторяемость направлений и средняя скорость

Повторяемость различных направлений ветра и его скорости определяется сезонным состоянием поля атмосферного давления. В холодное время года ветровой режим на Белом море, как и на всем севере европейской части СССР, формируется под влиянием исландского минимума. На средних годовых картах давления глубокая ложбина, образованная преобладающими траекториями циклонов, простирается от исландского минимума на Баренцево море [3, 4]. В соответствии с этим над Белым морем господствует циклонический тип циркуляции, который наблюдается в 77% в сезоне (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Повторяемость (%) различных барических образований над акваторией Белого моря. 1967—1976 гг., %

Сезон	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Циклоны	77	61	68	73	71
Антициклоны	23	36	32	27	29

Значительно реже акватория находится под влиянием области повышенного давления (23%), поэтому южные, юго-западные ветры над морем являются преобладающими, суммарная повторяемость их составляет от 40 до 50% (рис. 2.1 а). Западные ветры, связанные также с активной циклонической деятельностью, имеют повторяемость от 12 до 16%, на отдельных станциях побережья (Кемь-Порт, Терско-Орловский) и островах (Жужмуй, Сосновец) — от 20 до 25%. На все остальные направления приходится около 30—40%. Наиболее редкими зимой над морем являются ветры северо-восточной четверти. В удаленных от побережья, открытых районах моря преобладание определенных направлений выявляется менее четко, повторяемость ветров преобладающей четверти составляет 35—40%.

Воздушный поток у побережья и в заливах испытывает влияние местных особенностей рельефа и сложных сочетаний его форм: мысов, обрывистых и изрезанных берегов. В Мезенском, Онежском, Двинском заливах (в особенности над их вершинами) чаще, чем в Бассейне и Воронке, отмечаются юго-восточные ветры (20—38%), соответствующие ориентации берегов (повторяемость преобладающих над районом южных и юго-западных ветров за счет этого несколько уменьшается). В Кандалакшском заливе, ориентированном с юго-востока на северо-запад, часто наблюдаются ветры вдоль залива (юго-восточные); на северном побережье, кроме того, большую повторяемость имеют северные ветры, а на южном — юго-западные и западные (Гридино, Ковда).

Средние скорости ветра различных направлений неодинаковы. Имеют место определенные закономерности в их пространственном изменении. В январе значения средних скоростей у Карельского и южного побережий при северном и северо-восточ-

Влияние подстилающей поверхности как климатообразующего фактора на режим отдельных метеорологических элементов и явлений в различные сезоны более подробно рассмотрено в соответствующих главах.

ном направлениях с моря выше, чем при преобладающих южных и юго-западных ветрах с суши, хотя эти направления, как уже отмечалось, наблюдаются реже всего. Так, средняя скорость юго-западного ветра в январе на Унском маяке составляет 5,8 м/с, а северо-восточного — 8,5 м/с, их повторяемости соответственно равные 32 и 5%. На Карельском побережье (Гридино, Кемь-Порт) средняя скорость морского северо-восточного ветра (7,8—8,7 м/с) на 3—4 м/с больше скорости континентального юго-западного. У восточных берегов Двинского и Мезенского заливов ветры с моря (западные) в среднем на 1—2 м/с сильнее ветров других направлений. У побережья Кольского полуострова наиболее сильными являются ветры преобладающих направлений, дующие с моря. Их средняя скорость на 3—4 м/с больше, чем при ветрах с континента, так как проходя значительные расстояния над открытой водной поверхностью, южные и юго-западные ветры получают некоторый разгон [7]. В северной части моря самая большая средняя скорость (10—11 м/с) отмечается также при преобладающих направлениях ветра. Реже всего наблюдаемые ветры северо-восточных направлений имеют скорость 7—8 м/с.

Весной, в связи с перестройкой барического поля, ослабевает циклоническая деятельность над севером европейской части СССР (интенсивность циклонов уменьшается), хотя повторяемость их над Белым морем составляет 65%. Повторяемость полей повышенного давления увеличивается до 35% (см. табл. 2.1). В связи с этим уменьшается повторяемость южных и юго-западных ветров, чаще дуют ветры северных направлений. От января к апрелю их повторяемость увеличивается почти вдвое. Однако в апреле еще преобладают над морем ветры южных направлений (см. рис. 2.1 б). В мае, вследствие дальнейшего увеличения повторяемости северных ветров (отчасти и восточных), преобладание каких-либо направлений на всей акватории моря уже не отмечается.

Средняя скорость ветра на заливах при морских ветрах северных направлений, в отличие от зимы, лишь незначительно выше, чем при южных направлениях. В северной части моря наибольшую среднюю скорость, как и зимой, имеют южные, юго-западные ветры. Однако разность между средней скоростью наиболее сильных и слабых ветров в северной части моря и в Бассейне (вдали от берегов) составляет не более 2—3 м/с, а ветры разных направлений над заливами мало различаются по средней скорости.

Летом происходит дальнейшее ослабление интенсивности общей циркуляции атмосферы над всем Северным полушарием. Атлантические циклоны смещаются по более южным траекториям по сравнению с холодным периодом. В западной части Баренцева моря располагается слабо выраженная область повышенного давления, север европейской части СССР находится в полосе пониженного давле-

ния, связанного с прогревом континента. В соответствии с этим с севера на континент часто поступает арктический воздух, преобладают северные ветры (рис. 2.1 а). Повторяемость циклонических полей над морем остается достаточно высокой (68%), но

присуща здесь и южным ветрам, имеющим наименьшую повторяемость летом. В Воронке, при господстве ветров северных направлений, сравнительно высока повторяемость юго-западных (о. Сосновец, о. Моржовец) и южных (Канин Нос, Терско-Орлов-

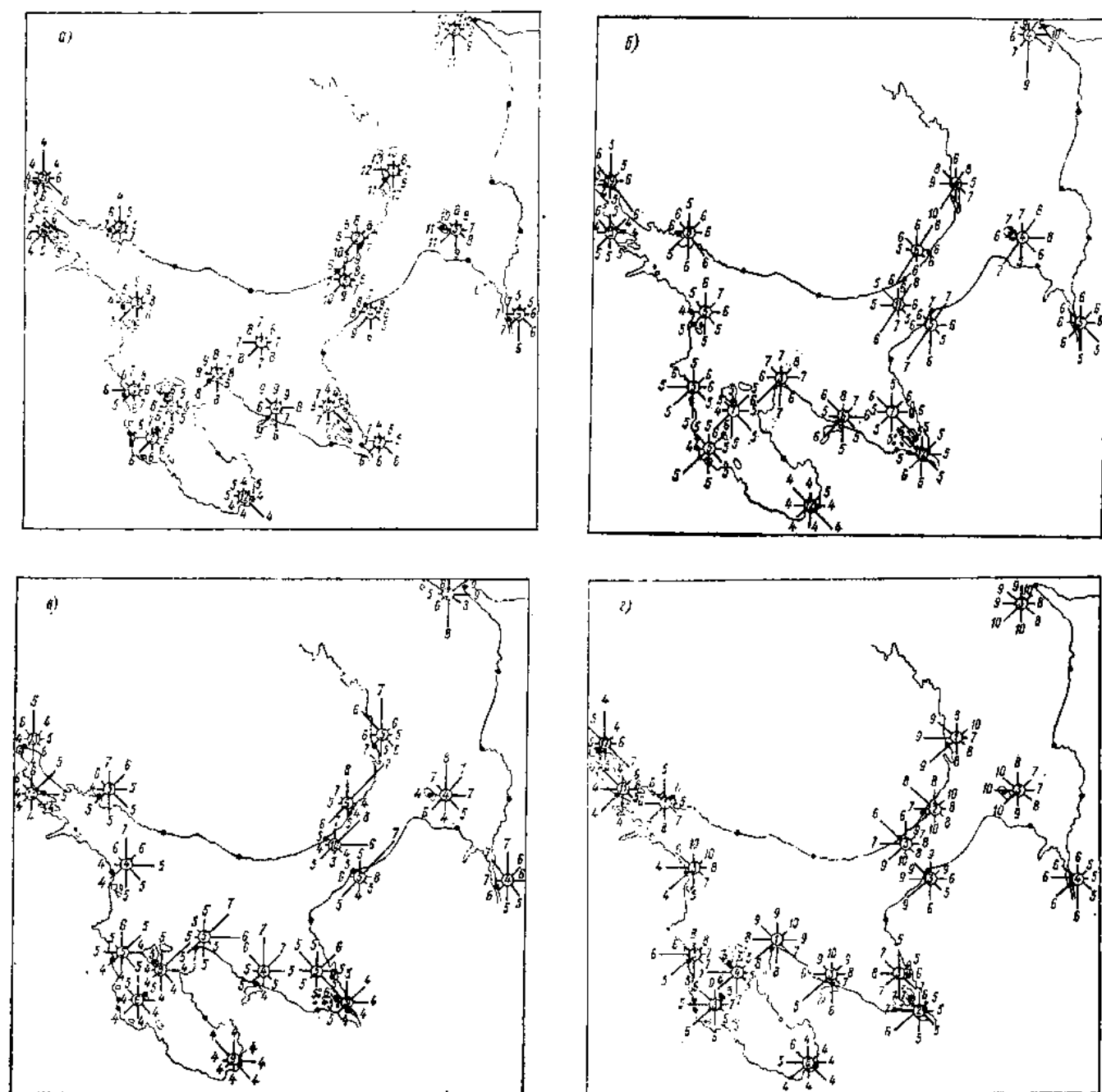


Рис. 2.1. Повторяемость направлений ветра и средняя скорость по направлениям в январе (а), апреле (б), июле (в) и октябре (г).

Длина луча розы — повторяемость ветра данного направления; цифры — средняя скорость, м/с.

глубина и скорость перемещения летних циклонов мала, часто наблюдается размытое малоградиентное поле давления. Более того, над относительно холодными водами Белого моря (вода холоднее воздуха на $1-2^{\circ}\text{C}$) в июне—июле образуются приземные, местные антициклонические области, что видно на картах среднего давления воздуха (по данным НИИАК).

В южной части моря и на заливах средняя скорость ветра северных направлений равна 5—7 м/с, в Онежском заливе — 4—5 м/с. Такая же скорость

складывается и южных ветров. Наибольшая средняя скорость и здесь отмечается, как правило, при северном ветре (7—8 м/с). К концу лета (август) на всей акватории моря повторяемости южных и северных ветров становятся примерно одинаковыми.

Начало осени характеризуется активизацией циклонической деятельности, и уже с сентября заметно увеличивается повторяемость юго-западных ветров, характерных для зимнего сезона (см. рис. 2.1 г). В южной части моря вблизи побережья средняя скорость ветра наиболее высока при север-

ных направлениях, хотя повторяемость заметно уменьшается по сравнению с летом. В октябре наибольшие средние скорости над всем морем приобретают те же направления ветра, которые являются в среднем наиболее сильными и зимой. Наименьшие средние скорости имеют ветры восточных направлений. На средней годовой карте повторяемости направлений ветра хорошо отражается зимний режим, вследствие большей активности зимних циркуляционных процессов и значительной продолжительности зимы (5 мес.).

Рассмотренная средняя картина сезонной повторяемости направлений ветра над морем подтверждена межгодовым изменением в соответствии с естественными колебаниями циркуляции атмосферы. В качестве примера в табл. 2.2 приведены данные об абсолютной σ и относительной C_v изменчивости направлений ветра на ст. Канин Нос. Наибольшие средние квадратические отклонения повторяемости отмечаются у преобладающих направлений ветра в сезоне, а наименьшие у тех, что имеют небольшую повторяемость. Относительные межгодовые изменения повторяемости ветра (коэффициент вариации C_v) невелики и колеблются от 0,36 до 0,96.

Таблица 2.2

Повторяемость направления ветра P (%) и ее многолетняя изменчивость σ (%), C_v . Канин Нос. 1936—83 гг.

Характеристика	Направление ветра								
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль
Январь									
P	7,7	7,4	6,9	16,5	29,1	17,3	9,4	5,7	2,3
σ	5,9	5,3	5,2	9,2	10,5	8,8	5,5	3,8	3,0
C_v	0,76	0,71	0,76	0,56	0,36	0,51	0,59	0,68	1,2
Май									
P	13,3	14,8	12,8	10,2	21,3	7,6	8,4	11,7	2,1
σ	6,7	6,6	7,0	5,4	9,6	3,5	4,4	5,9	2,2
C_v	0,50	0,45	0,55	0,53	0,45	0,46	0,52	0,50	1,0
Июль									
P	14,2	20,8	15,0	9,4	24,6	3,8	3,5	8,7	2,8
σ	7,8	11,8	6,7	5,3	12,0	2,6	2,4	6,0	2,9
C_v	0,55	0,56	0,44	0,56	0,48	0,68	0,69	0,68	1,0
Октябрь									
P	15,6	10,2	8,0	10,3	14,1	16,0	13,1	12,7	2,3
σ	7,4	5,8	6,3	6,3	7,9	7,4	5,3	6,2	2,4
C_v	0,48	0,56	0,80	0,96	0,56	0,46	0,40	0,49	1,0

Межгодовые изменения средней скорости ветра по направлению еще меньше, чем изменения повторяемости направлений (табл. 2.3). Коэффициенты вариации колеблются в пределах 0,15—0,45. Следует отметить, что средняя скорость преобладающих направлений ветра изменяется от года к году в меньшей степени, чем средняя скорость достаточно сильных ветров, но имеющих относительно небольшую повторяемость (например, северо-восточный ветер в январе).

Годовой ход средней месячной скорости ветра (независимо от его направления) достаточно хорошо выражен в открытых районах моря (рис. 2.2). Наибольшие скорости приходятся не на середину зимы, когда циклоническая деятельность в Северном полушарии наиболее активна, а на осень и на-

чало зимы (октябрь—декабрь). В это время море еще не покрыто льдами и оказывает значительное согревающее влияние на атмосферу. При прохождении циклонов над теплой водной поверхностью происходит дополнительная их активизация. В середине и во второй половине зимы, когда море покрывается льдом, средние скорости оказываются ниже, чем в первой половине зимы. В летние месяцы скорости составляют 5—6 м/с.

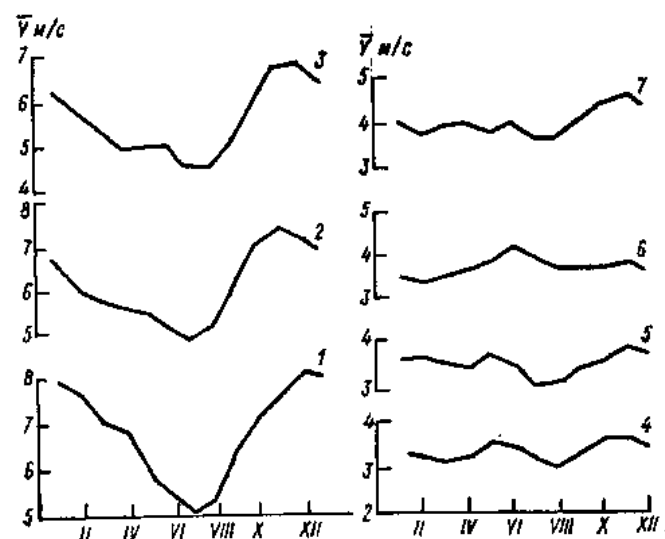


Рис. 2.2. Годовой ход средней скорости ветра.

1 — Терско-Орловский; 2 — Жигинск; 3 — Ляма; 4 — Онега; 5 — Архангельск; 6 — Канда拉克ша; 7 — Умба.

Годовые колебания средних месячных скоростей в открытом море достигают 2—3 м/с, в прибрежных районах южной части моря и на заливах — менее 1 м/с. В указанных районах, подверженных сильному влиянию суши, в мае—июне отмечается вторичный (в Канда拉克ше — основной) максимум сред-

Таблица 2.3

Средняя скорость ветра по направлениям $\bar{V}$ (м/с) и ее межгодовая изменчивость σ (м/с), C_v . Канин Нос. 1942—52, 1956—80 гг.

Характеристика	Направление ветра								
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
Январь									
$\bar{V}$	9,2	9,9	8,2	8,8	10,5	10,6	8,5	8,9	
σ	2,7	3,2	2,8	1,9	1,7	1,8	2,5	2,9	
C_v	0,29	0,32	0,34	0,22	0,17	0,16	0,29	0,33	
Май									
$\bar{V}$	6,6	7,4	8,3	8,1	7,9	6,1	5,2	5,4	
σ	1,5	1,2	2,0	1,9	1,1	1,1	1,3	1,1	
C_v	0,15	0,16	0,24	0,23	0,11	0,18	0,25	0,20	
Июль									
$\bar{V}$	6,2	7,0	7,0	6,8	7,0	4,2	4,3	5,0	
σ	1,5	1,7	1,6	1,6	1,0	1,5	1,6	1,4	
C_v	0,24	0,24	0,23	0,24	0,14	0,36	0,37	0,28	
Октябрь									
$\bar{V}$	9,5	9,0	6,9	6,2	9,0	9,3	7,7	8,6	
σ	1,9	2,1	3,0	2,2	2,0	2,0	1,6	2,0	
C_v	0,20	0,23	0,43	0,35	0,22	0,22	0,21	0,23	

ной скорости вследствие большого притока тепла и прогрева суши в течение длинного дня, который увеличивает межслойный обмен воздуха, приводящий к усилению ветра. Наименьшая средняя месячная скорость ветра приходится чаще на август или июль.

го полуострова существуют большие термические градиенты между холодным континентом и относительно теплыми баренцевоморскими водами, поступающими в Воронку. Вследствие совпадения по направлению термической и барической составляющих ветра здесь возникает зона повышенных скоростей.

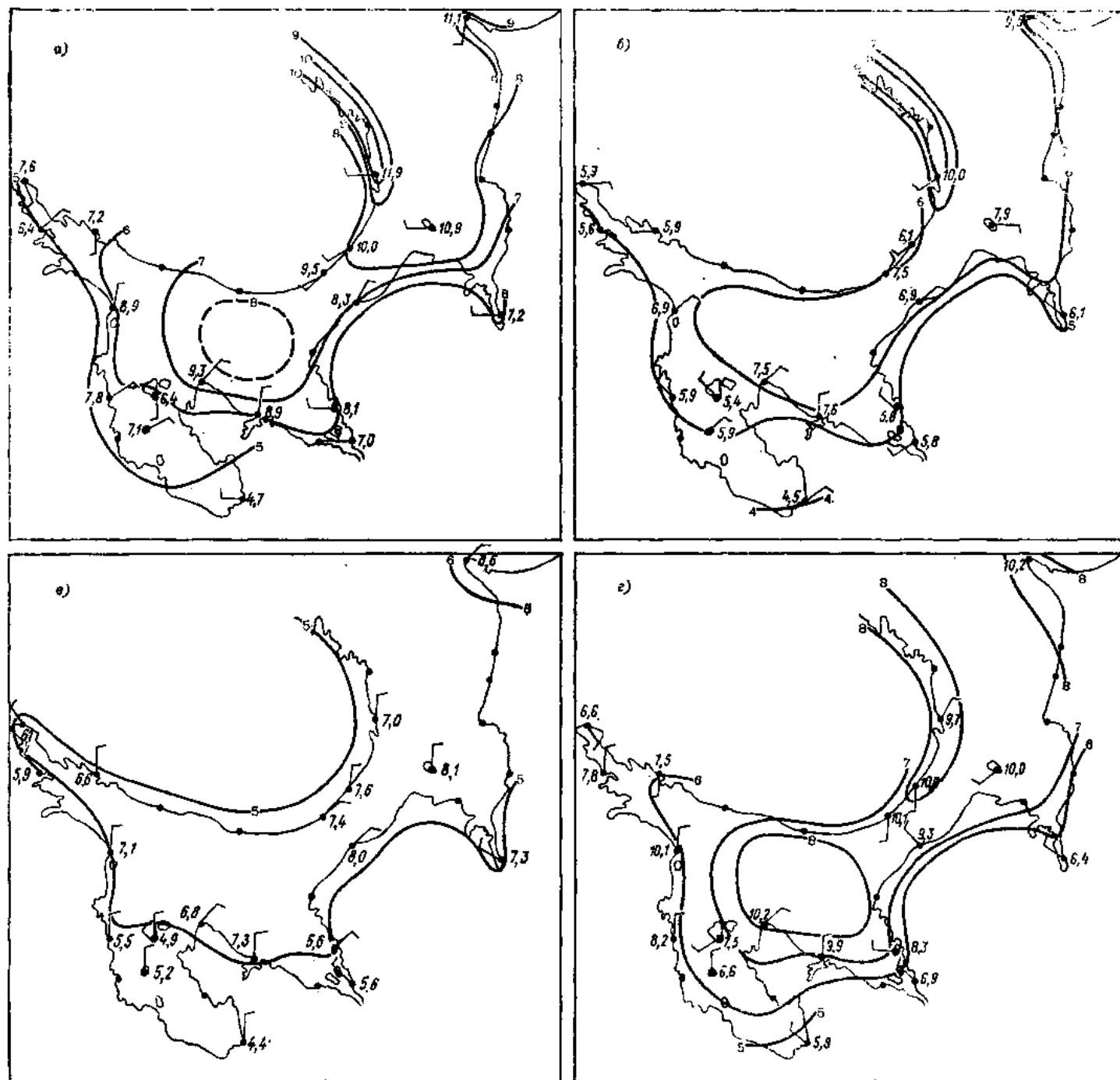


Рис. 2.3. Средняя скорость ветра в январе (а), апреле (б), июле (в) и октябре (г), м/с.

У станции показаны направление и средняя скорость наиболее сильного ветра.

Пространственное распределение средней скорости ветра в центральные месяцы сезонов представлено на рис. 2.3. В январе скорости возрастают с юго-запада на северо-восток от 5 до 6 м/с, а у Терского берега и Канина Носа — до 9—10 м/с. Средняя скорость здесь обусловлена не только сезонным барическим градиентом, но и сезонным градиентом температуры на границе суша—море и рельефом побережья. Зимой у восточного побережья Кольско-

Кроме того, происходит также усиление ветра у мысов в тех случаях, когда воздух движется по касательной к выпуклой береговой линии при расположении суши справа от потока [6—8, 32].

В апреле средняя месячная скорость на 1—1,5 м/с меньше январской и составляет 5—6 м/с (у побережья Кольского полуострова и Канина Носа — 8 м/с и более). В июле распределение средней скорости ветра на акватории моря однообразно (5—

6 м/с), в октябре оно близко к январскому. Представляют интерес средние квадратические отклонения σ индивидуальных значений скорости от среднего значения. Между $\bar{V}$ (м/с) и σ существует следующая зависимость (по береговым станциям), теснота которой оценивается коэффициентом корреляции $r=0,885$:

$$\sigma = (0,46\bar{V} + 1,0) \pm 0,4. \quad (2.1)$$

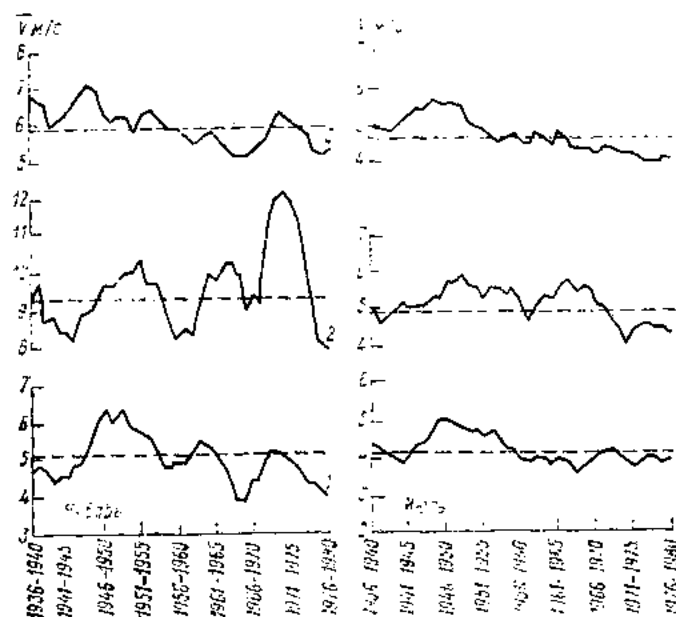


Рис. 2.4. Многолетний ход средней месячной скорости ветра по скользящим пятилетиям.

1 — Кемь-Порт; 2 — Терско-Орловский; 3 — Мудьюг.

Параметр распределения σ , характеризующий изменчивость скоростей, зимой у южных берегов моря (на заливах) составляет 2,5—3,5 м/с и возрастает к северу и северо-востоку в соответствии с увеличением средней скорости до 5—10 м/с (Терско-Орловский, Каннин Нос, Святой Нос). В летние месяцы он равен 3—4 м/с, σ включает как изменчивость скоростей ветра внутри месяца, так и межгодовые изменения σ_T . Между значениями σ и σ_T существует относительно тесная связь ($r=0,69$):

$$\sigma_T = 0,34\sigma - 0,3. \quad (2.2)$$

Межгодовая изменчивость σ_T составляет около 20—25 % σ . Средние квадратические отклонения средних месячных скоростей за отдельные годы от средней многолетней в зимние месяцы в открытых районах моря колеблются в пределах 1—1,5 м/с, на заливах — 0,5—1 м/с. В теплое время года, когда атмосферная циркуляция обычно ослабевает, средние месячные скорости ветра испытывают очень небольшие межгодовые изменения и σ_T в Воронке и Бассейне равно 0,6—0,8 м/с, на заливах — 0,4—0,5 м/с.

О ходе средней месячной скорости ветра за период 1936—1980 гг. на ряде станций дает представление рис. 2.4. За это время наблюдалось несколько периодов роста и падения средней месячной и годовой скоростей ветра. Повышение активности в 50-е годы было повсеместным и почти во все месяцы года, наблюдалось также повышение скоростей ветра в конце 60-х — начале 70-х годов. Периоды повышения и понижения средних скоростей хорошо согласуются по времени с периодами уве-

личения и уменьшения повторяемости сильных и штормовых ветров, о чем подробнее будет сказано ниже. В южной части моря (Кемь-Порт, Мудьюг) за указанный период просматривается отчетливая тенденция уменьшения скорости ветра как зимой, так и летом.

2.2. Повторяемость ветра различной силы

Зимой в удаленных от побережья районах наиболее частыми являются ветры со скоростью 6—9 м/с. Тихая погода со скоростями до 5 м/с в январе наблюдается в 40 % случаев и меньше (рис. 2.5 а). У побережья заливов вероятность слабых ветров увеличивается до 50—70 %.

Число дней со скоростью ≥ 10 м/с в открытых районах моря составляет в январе 15—20, со скоростью ≥ 15 м/с — от 5 до 10 дней (рис. 2.6 а, 2.7 а). В Кандалакшском, Онежском и Двинском заливах повторяемость сильных ветров заметно меньше: 5—10 дней со скоростью ≥ 10 м/с и 1—5 дней со скоростью ≥ 15 м/с. Наиболее часто сильные ветры отмечаются у восточных берегов Кольского полуострова и в районе Каннин Носа, где в январе насчитывается в среднем около 20—23 дней с ветром ≥ 10 м/с, из них 11—13 дней со скоростью ≥ 15 м/с и около 5 дней со скоростью ≥ 20 м/с. Большая повторяемость сильных ветров отмечается в тех же районах, где и повышенные значения средней скорости. Среднее январское число дней с сильными ветрами (≥ 10 м/с) в северной части моря в 3—4 раза больше, чем на заливах.

В соответствии с изменениями циркуляции атмосферы и годовыми изменениями скорости ветра весной возрастает повторяемость слабых ветров: в Бассейне и в Горле до 50—60 %, на заливах до 60—80 %. В Воронке повторяемость слабых ветров (в апреле) возрастает приблизительно на 10 % по сравнению с зимой (см. рис. 2.5 б). Число дней со скоростью ≥ 10 м/с (рис. 2.6 б) на большей части моря, наоборот, уменьшается на 3—5 дней по сравнению с январем. В открытых районах моря в среднем насчитывается около 10—15 дней с указанной скоростью, из них 3—4 дня со скоростью ≥ 15 м/с. На заливах сильные ветры (≥ 15 м/с) редки, в среднем не более одного дня в месяц.

Летом преобладают слабые ветры, повторяемость которых в южной части моря достигает 70—80 %, в Бассейне и Воронке — 50—60 % (рис. 2.5 в). Усиление ветра до 10 м/с происходит лишь в 5—10 % случаев (в среднем 5—10 дней в июле), а сильные ветры ≥ 15 м/с наблюдаются 1—3 раза за месяц. Следует заметить, что зона повышенных скоростей ветра у восточного побережья Кольского полуострова и Каннин Носа весной уменьшается, а летом исчезает вовсе. Термические градиенты между относительно холодным морем и прогретым континентом в 2—3 раза меньше, чем зимой, и действуют на фоне пониженных скоростей, обусловленных малоградиентным барическим полем. Скорости ветра на открытых береговых станциях равны скоростям ветра на море и быстро уменьшаются с удалением в глубь континента. Согласно работе [1], при скоростях до 5 баллов (8—11 м/с) показания береговых станций в Горле и Воронке, как правило, хорошо согласуются с наблюдениями за ветром в море на расстоянии до 300 км от берега. Орографическое возмущение воздушного потока при слабых и умеренных ветровых потоках слабо проявляется, по-

этому заметного увеличения числа дней с сильным ветром ≥ 10 м/с у Терского побережья и Каппина Носа на летних картах (рис. 2.7 в) в отличие от других сезонов не отмечается.

число дней в отдельные годы может превышать среднее значение в 2 раза и более,—5—8 дней.

Годовой ход числа дней с сильным ветром на некоторых пунктах побережья дан в табл. 2.4.

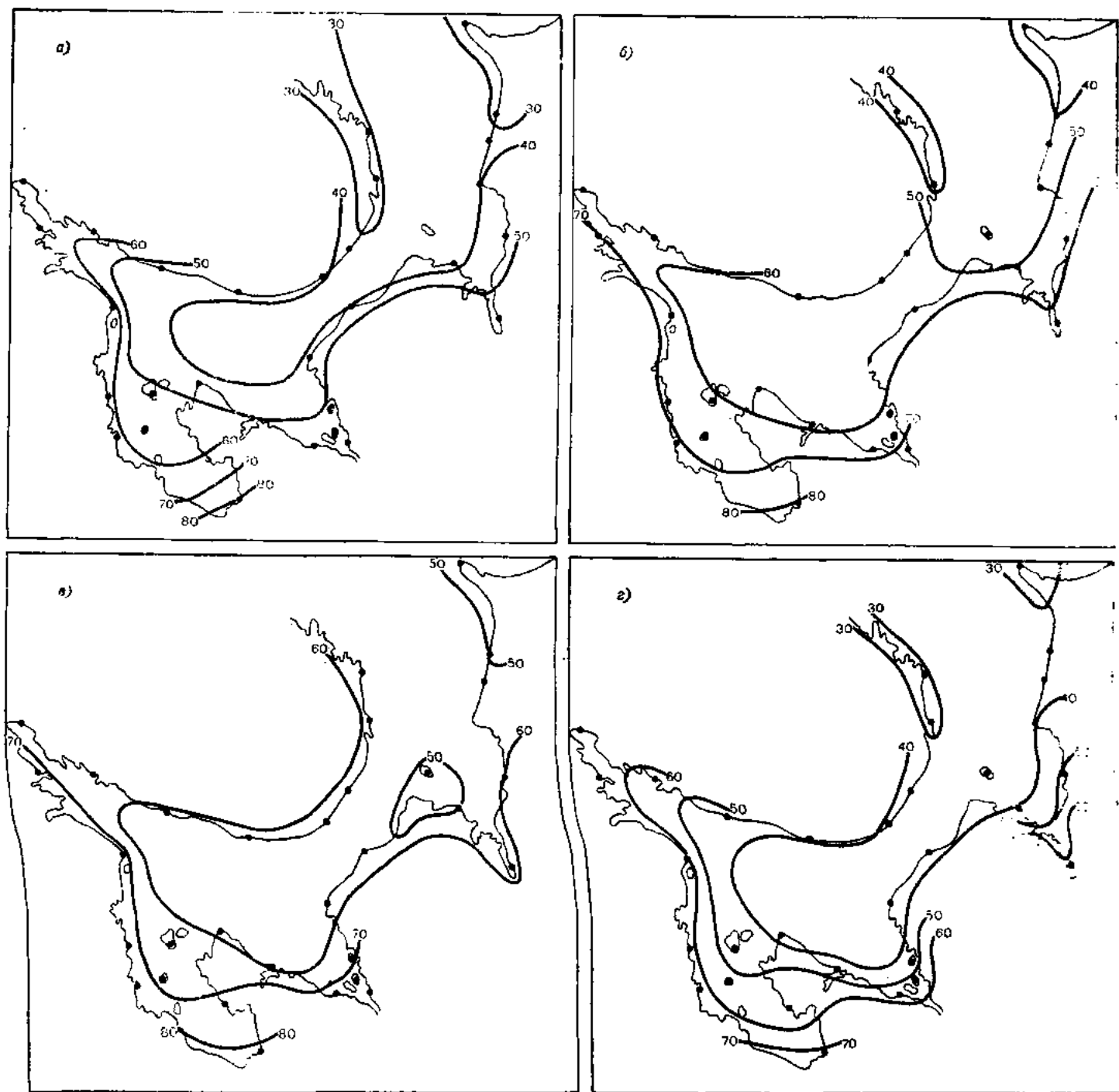


Рис. 2.5. Повторяемость слабых ветров (5 м/с и менее) в январе (а), апреле (б), июле (в), октябре (г). %.

Октябрь на Белом море, исключая Воронку, по ветровой активности превосходит январь. Сравнение карт повторяемости слабых ветров показывает, что акватория моря с повторяемостью 40 % и менее занимает в октябре (рис. 2.5 г) большую площадь, чем в январе (рис. 2.5 а). Число дней со скоростью ≥ 10 м/с в центральной части Бассейна и Воронке составляет 16—20 (рис. 2.6 г). Распределение числа дней с сильным ветром ≥ 15 м/с в октябре (рис. 2.7 г) идентично январскому: на заливах 1—4 дня, в открытых районах моря, где максимальное

В основных чертах он соответствует ходу средней месячной скорости ветра. Средние квадратические отклонения числа дней с сильным ветром, характеризующие его межгодовую изменчивость, свидетельствуют, что в зимние месяцы они претерпевают значительные изменения от года к году. Летом величина σ почти в 2 раза меньше зимней, однако по отношению к среднему значению она в Горле и Воронке довольно велика ($C_v = 0,90—1,20$), зимой относительная изменчивость составляет 0,40—0,80 от средней. На заливах, где дни с сильным ветром не

части, относительная изменчивость колеблется в течение всего года в пределах 1,3—2,0 и более.

Суммарное за год число дней с сильным ветром ≥ 15 м/с возрастает от юго-западного побережья

19,8 дня, из них 16,7 дня приходится на зиму). В особенно штормовые годы максимальное число дней со скоростью ветра ≥ 20 м/с над морем за месяц может быть таким же, как среднее многолет-

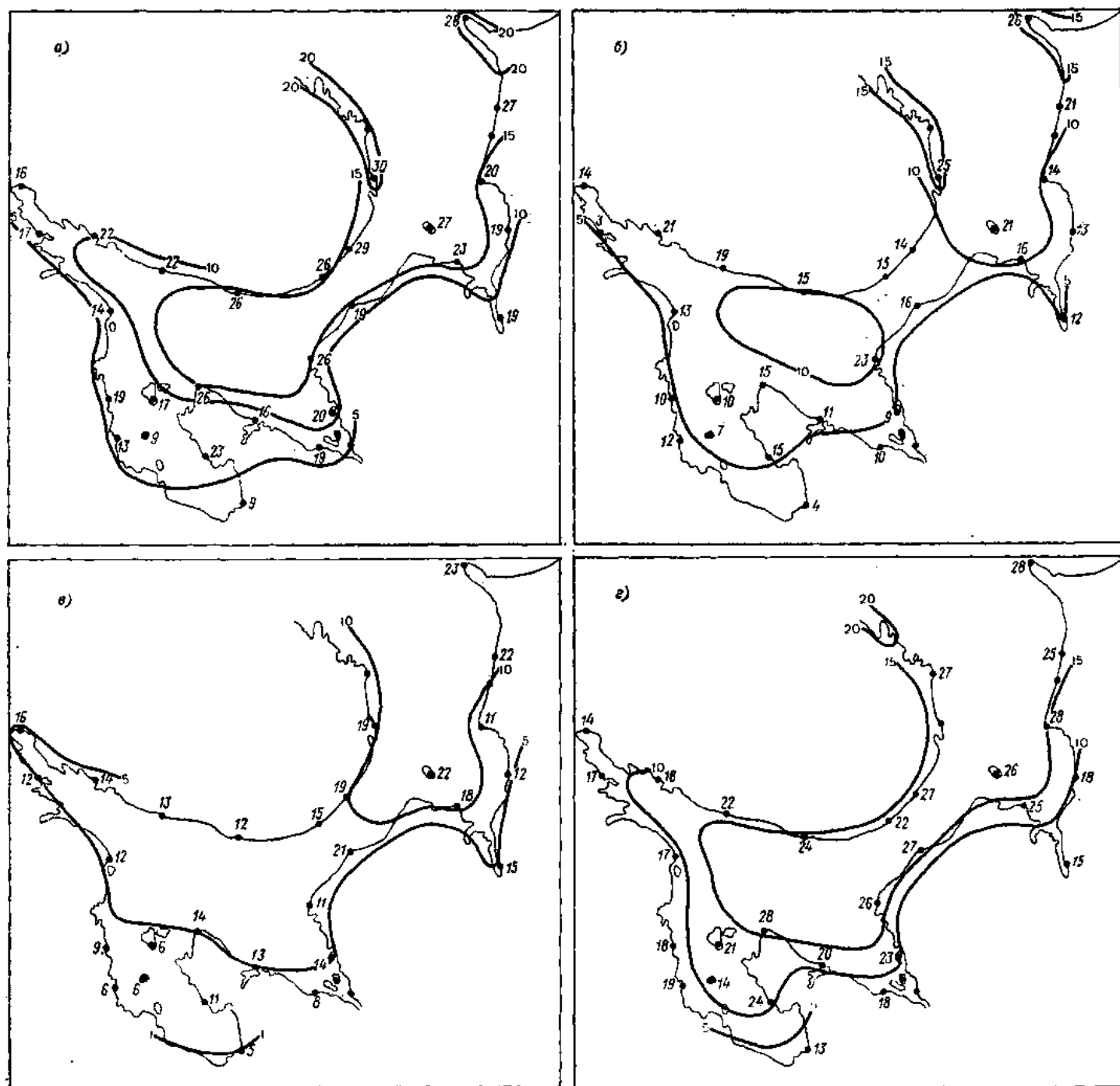


Рис. 2.6. Число дней со скоростью ветра 10 м/с и более в январе (а), апреле (б), июле (в) и октябре (г).

У станции показано максимальное число дней.

к северо-востоку с 10—20 до 60—80 дней (рис. 2.7 в). В наиболее штормовые годы максимальное за год число дней может превышать среднее значение в 1,5—2 раза и более.

Штормовые ветры со скоростью ≥ 20 м/с над Белым морем — явление нередкое: в среднем наблюдается 3—4 дня за зиму. У восточного побережья Кольского полуострова и Канина Носа число дней с такими ветрами может достигать 10—15 и более (на ст. Терско-Орловский за год наблюдается

нее число дней за год. Реже всего такие штормы наблюдаются над заливами.

Выше было отмечено, что в периоды повышенный и понижений средней скорости ветра наблюдается соответствующее повышение и понижение повторяемости сильных ветров (≥ 15 м/с). Согласованность в их многолетнем ходе лучше проявляется в зимние месяцы, так как доля сильных ветров в суммарной повторяемости скоростей различных градаций зимой больше, чем в другие сезоны. Следовательно,

при повышении повторяемости сильных и штормовых ветров возрастает средняя скорость и наоборот. Об этом же свидетельствуют и значения коэффициентов корреляции между указанными характе-

для всего интервала времени между сроками. Считалось, что период прерывался, если скорости уменьшались и переходили через заданный предел хотя бы в один из сроков наблюдений. Оценка возмож-

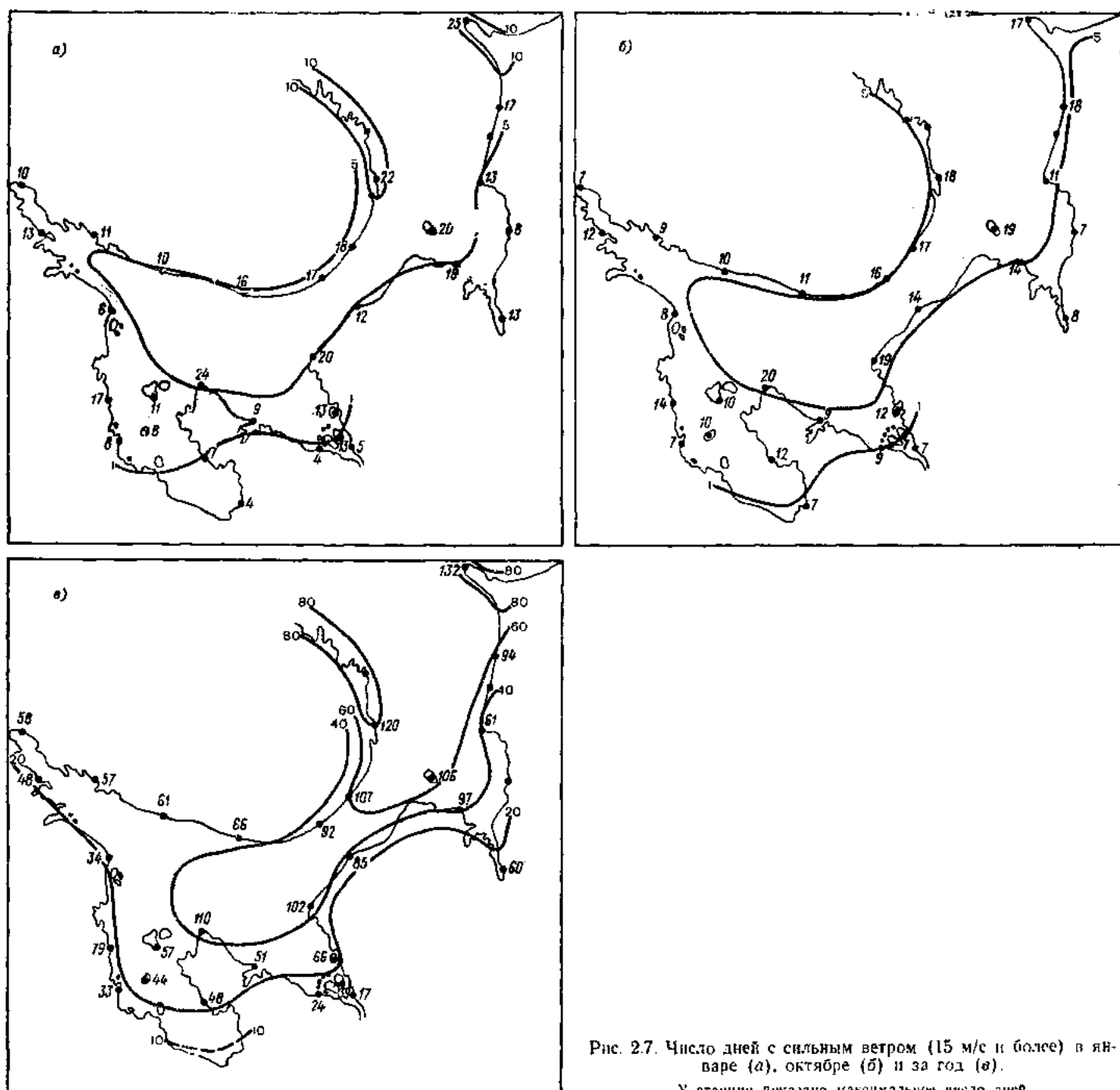


Рис. 2.7. Число дней с сильным ветром (15 м/с и более) в январе (а), октябре (б) и за год (в).

У станции показано максимальное число дней.

ристками ветра (табл. 2.5): они превышают 0,80, а летом (июль), когда повторяемость сильных ветров уменьшается, они существенно ниже, вплоть до 0,29.

2.3. Непрерывная продолжительность ветра различной силы и направления

Непрерывная продолжительность ветров с различной скоростью определялась по 4-срочным наблюдениям на побережье и островах. Принималось, что скорости ветра в срок наблюдения характерны

ных погрешностей при таком методе расчета дана в работе [10]. Средняя продолжительность непрерывного периода τ (ч) со скоростью более определенного предела для открытых районов моря рассчитывалась по корреляционной связи ее с интегральной повторяемостью скоростей ветра выше этого же предела. При значениях повторяемости более 5 % эта связь выражается уравнением ($r = 0,92$)

$$\tau = [0,34F(V) + 5,7] \pm 1,8. \quad (2.3)$$

Как правило, чем больше повторяемость сильных ветров, тем больше их непрерывная продолжи-

Среднее число дней $\bar{n}$ с ветром 15 м/с и более и его изменчивость σ , C_v

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Канин Нос												
$\bar{n}$	12,2	9,7	8,6	6,8	4,8	4,4	2,7	3,3	6,1	8,4	10,8	12,4
σ	5,7	3,9	5,0	3,6	3,2	2,4	2,5	2,7	3,7	3,4	4,5	5,1
C_v	0,46	0,40	0,58	0,54	0,66	0,55	0,92	0,82	0,60	0,41	0,42	0,41
Сосновец												
$\bar{n}$	7,6	5,8	4,6	2,7	2,6	2,7	2,0	2,1	4,2	7,0	8,8	8,4
σ	5,1	4,2	3,6	2,5	2,4	2,5	2,5	2,6	2,7	3,8	3,7	4,4
C_v	0,67	0,71	0,78	0,92	0,91	0,92	1,24	1,19	0,64	0,54	0,42	0,52
Кемь-Порт												
$\bar{n}$	1,6	1,1	1,7	1,1	1,2	1,2	0,7	0,9	1,5	1,9	1,8	1,5
σ	2,7	1,9	3,5	1,7	1,6	1,8	1,2	1,4	1,8	2,6	2,3	2,5
C_v	1,75	1,75	1,99	1,59	1,34	1,55	1,71	1,63	1,22	1,37	1,27	1,63
Архангельск												
$\bar{n}$	0,7	0,3	0,7	0,2	0,4	0,6	0,4	0,3	0,5	0,9	0,5	0,6
σ	1,2	0,7	1,4	0,5	0,7	1,0	0,8	0,6	0,9	1,4	0,9	1,1
C_v	1,67	2,36	2,11	2,20	1,81	1,65	1,80	1,84	1,73	1,55	1,68	1,75

Таблица 2.5

Коэффициенты корреляции между средней скоростью и повторяемостью сильных ветров (≥ 15 м/с). Терско-Орловский. 1924–1983 гг.

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Коэффициент корреляции . .	0,87	0,83	0,87	0,55	0,47	0,52	0,29	0,43	0,58	0,71	0,80	0,82	0,75

тельность. Ветры со скоростью 10 м/с и более зимой дуют непрерывно в среднем 10–15 ч в заливах, 15–20 ч в открытом море и более 20 ч у Терского берега и Канина Носа (рис. 2.8 а). Средняя продолжительность действия сильных и штормовых ветров уменьшается с увеличением силы ветра. Скорости ≥ 15 м/с имеют меньшую непрерывную продолжительность и в среднем наблюдаются в течение 6–8 ч на заливах, 8–10 ч в открытом море и 10–12 ч у Терского и Каннинского побережий. Соотношение средней продолжительности штормов различной силы у Канина Носа при юго-западном ветре имеет, например, следующий вид: $\bar{\tau}_{10} : \bar{\tau}_{15} : \bar{\tau}_{20} = 23 : 14 : 8$, а на Соловецких островах при том же направлении ветра $\bar{\tau}_{10} : \bar{\tau}_{15} = 15 : 6$. Кратковременное усиление ветра до 20 м/с наблюдается здесь не чаще, чем 1 раз в 5 лет.

Направление ветров со скоростью ≥ 10 , ≥ 15 м/с, имеющих наибольшую непрерывную продолжительность, не всегда совпадает с направлением преобладающего в сезоне ветра. У побережья наиболее продолжительны обычно ветры с моря. К тому же они имеют заметно большую скорость, чем береговые ветры, так как, проходя большие расстояния над открытой водной поверхностью, получают некоторый разгон, о чем уже упоминалось выше.

У Карельского и южного побережий Белого моря ветры со скоростью ≥ 10 м/с наиболее продолжительны при северо-восточном и северо-западном направлениях. В среднем они отмечаются зимой в течение 14–18 ч непрерывно по 2–4 периода за сезон. Один раз в 10 лет их продолжительность может

достигать 35–65 ч, поэтому и средние скорости ветра при этих направлениях выше, чем при других. Южные и юго-западные ветры с указанной скоростью отмечаются здесь в среднем 7–9 ч. Они наиболее кратковременны, хотя отмечаются в это время года наиболее часто (в среднем 4–7 периодов). У побережья Кольского полуострова и Канина Носа наиболее продолжительны и юго-западные ветры, преобладающие в холодное время года. Со скоростью более 10 м/с они дуют в среднем по 11–15 ч у южного и до 20–26 ч у восточного побережья полуострова. Один раз в 10 лет их непрерывная продолжительность может достигать 50–60 ч у Кандакшского берега и 100–150 ч у Терского и Канина Носа. В Воронке такими же продолжительными являются не только отмеченные преобладающие направления, но и направления, имеющие наибольшую скорость (западный, северо-западный).

Сильные ветры со скоростями ≥ 15 м/с на большинстве береговых станций Белого моря (кроме Воронки) в среднем наиболее длительны при восточном, северо-восточном направлениях — 7–14 ч (рис. 2.9). Однако периоды с сильным ветром при этих направлениях наблюдаются не ежегодно (в среднем 6–8 раз за 10 лет). Ежегодно от 2 до 6 штормов за зиму отмечается при преобладающем юго-западном направлении ветра, но с несколько меньшей непрерывной продолжительностью, чем при восточных и северо-восточных ветрах. Отмеченные случаи максимальной продолжительности скорости ≥ 15 м/с наблюдались также при юго-западном и южном направлениях ветра (60–90 ч). В северной

части моря (Воронке) наиболее продолжительными являются ветра тех же направлений (юго-западные, северо-западные), что и со скоростью ≥ 10 м/с. У побережья Канна Носа сильные ветры (≥ 15 м/с)

а со скоростью ≥ 15 м/с до 5—10 ч. Несколько продолжительнее, по сравнению с другими направлениями, ветры северных направлений (10—15 ч летом).

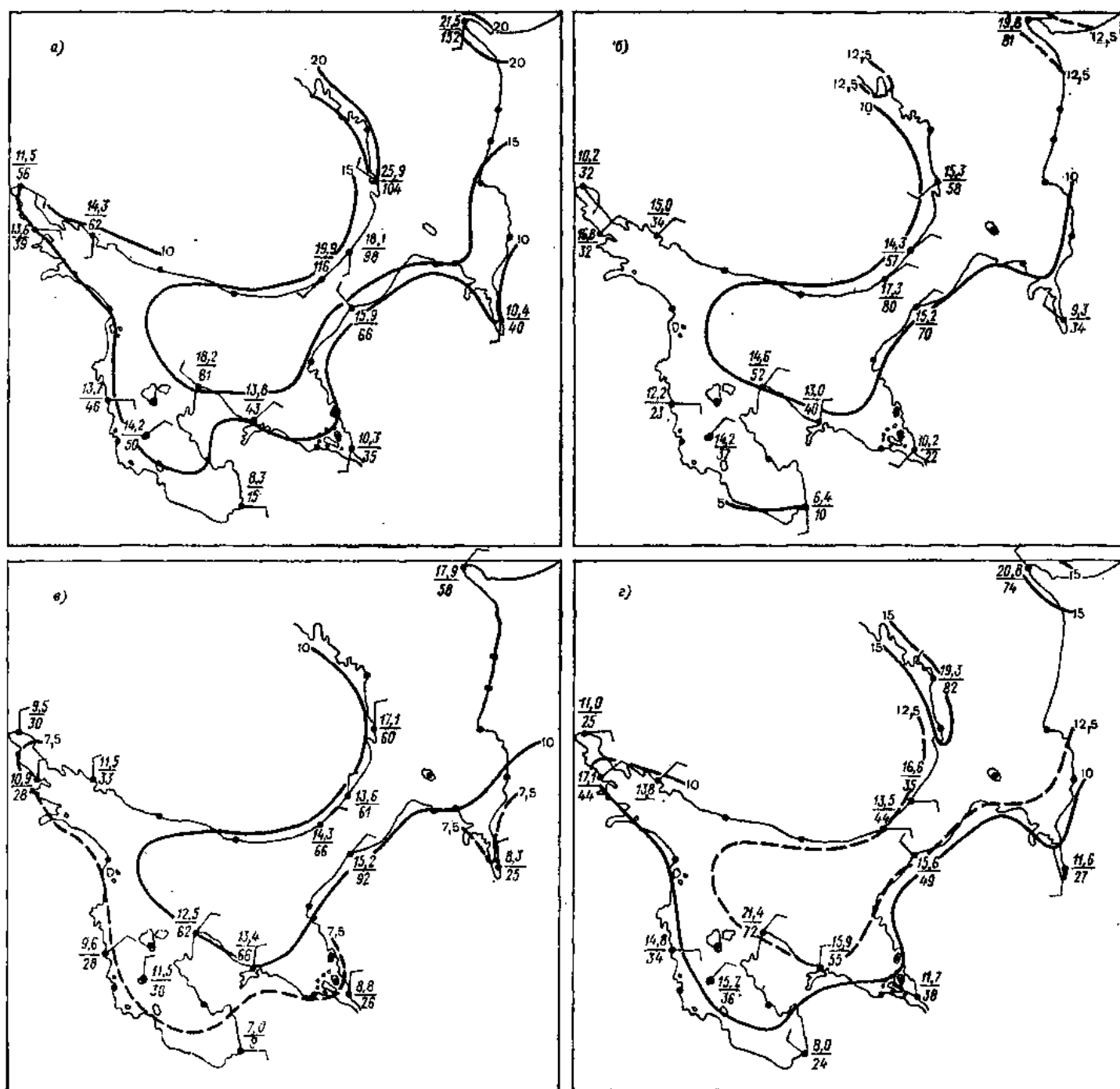


Рис. 2.8. Средняя непрерывная продолжительность скорости ветра 10 м/с и более зимой (а), весной (б), летом (в) и осенью (г), ч.

У станции показано направление наиболее продолжительного ветра, его средняя (числитель) и возможная 1 раз в 10 лет (знаменатель) продолжительность.

южного направления наблюдаются в 2 раза чаще, чем самые продолжительные юго-западные и лишь немного уступают им по длительности. Максимальная продолжительность сильного ветра (102 ч) отмечалась также при южном направлении.

Весной (см. рис. 2.8 б) и особенно летом (рис. 2.8 в) непрерывная продолжительность ветра со скоростью ≥ 10 м/с уменьшается до 8—12 ч,

Штормовые ветры со скоростью ≥ 20 м/с в открытых районах Белого моря — явление нередкое, особенно в зимний период. Средняя их продолжительность равна 8—11 ч. В Бассейне наблюдается 2—4 шторма за зиму, на заливах они не ежегодны и возможны в среднем 5—8 раз за 10 лет (табл. 2.6). Кратковременные усиления ветра до штормового (≥ 20 м/с) наблюдаются не чаще, чем 1—5 раз за

10 лет как весной, так и летом. В Воронке, особенно у побережья Кольского полуострова и Канина Носа, они возможны 1 раз весной и не ежегодно летом.

Осенью непрерывная продолжительность скорости ≥ 10 м/с возрастает по сравнению с весной и летом и составляет в среднем 10—15 ч (см. рис. 2.8 г). При этом обычно ветры с моря продол-

довлетворительно могут быть аппроксимированы функцией

$$F(x) = \exp[-(x/\beta)^{\gamma}], \quad (2.4)$$

где γ и β — параметры функции.

Средние квадратические отклонения продолжительности σ_t , как правило, близки к значениям сред-

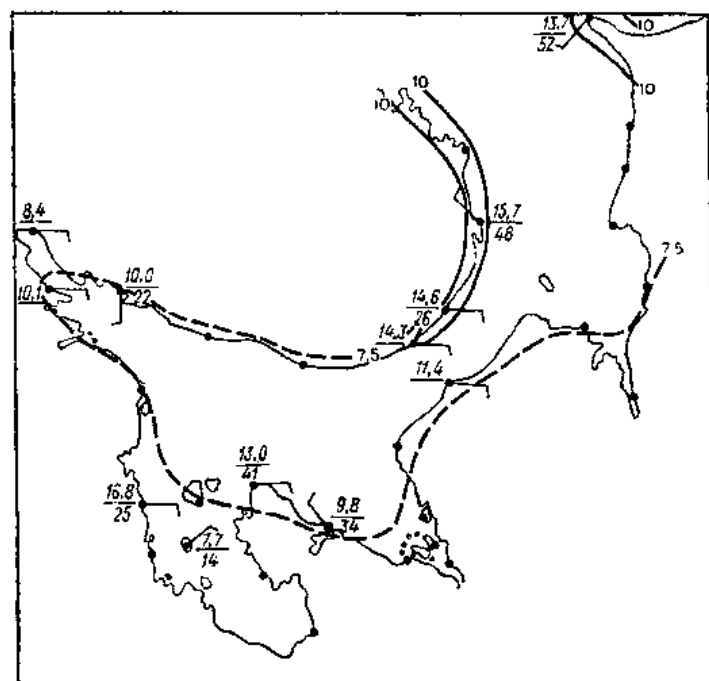


Рис. 2.9. Средняя непрерывная продолжительность скорости ветра 15 м/с и более зимой, ч.

У станции показано направление наиболее продолжительного ветра, его средняя (числитель) и возможная 1 раз в 10 лет (знаменатель) продолжительность.

жительнее ветров с побережья и наблюдаются 15—20 ч непрерывно, а 1 раз в 10 лет возможны в течение 25—75 ч. Сильные ветры 15 м/с и более дуют в среднем не более 10 ч подряд. Штормовые ветры

Таблица 2.6

Среднее число периодов со штормовыми ветрами
20 м/с и более

Станция	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Канин Нос	14,3	1,1	0,5	2,8	18,7
Терско-Орловский	12,4	1,0	0,3	1,2	14,9
Кандалакша	0,7				1,0
Умба	0,8	0,2	0,1	0,2	1,3
Сосновец	3,8	0,2	0,3	1,3	5,8
Пялица	2,2	0,5	0,3	0,4	3,4
Инци	1,8	0,3	0,5	0,8	3,5
Мезень	0,6	0,2	0,05	0,2	1,0
Жижгин	3,2	0,4	0,2	0,5	6,0
Кемь-Порт	0,6	0,1	0,2	0,3	1,2
Уиский маяк	1,3	0,3	0,5	0,6	2,7
Жужмуй	0,5	0,1		0,3	0,9

20 м/с и более 1—2 раза за сезон возможны только в Воронке продолжительностью 6—8 ч, на остальной акватории моря они не ежегодны (2—6 раз за 10 лет) со средней продолжительностью 3—5 ч.

Кривые распределения периодов различной длительности с сильными и штормовыми ветрами характеризуются большой асимметрией (рис. 2.10) и

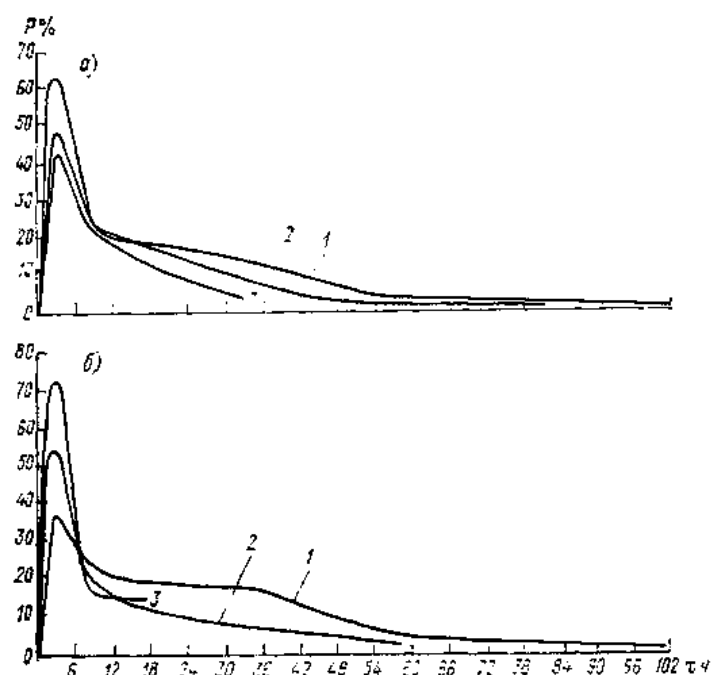


Рис. 2.10. Кривые распределения периодов различной длительности с ветрами всех направлений, ст. Жижгин.

а — год; б — зима; 1 — ≥ 10 м/с; 2 — ≥ 15 м/с; 3 — ≥ 20 м/с.

ней продолжительности. Кривые распределения продолжительности сильных и штормовых ветров во всех районах моря (как для отдельных направлений, так и вне зависимости от направления) имеют общий характер. Наиболее часто периоды с сильными и штормовыми ветрами имеют продолжительность менее 6 ч. В открытых районах моря и в Воронке на долю таких коротких периодов приходится 40—50% с ветрами ≥ 10 , ≥ 15 м/с и 55—75% с ветрами ≥ 20 м/с (табл. 2.7). Над заливами доля кратковременных периодов ≤ 6 ч возрастает до 50—80% при скоростях ≥ 10 , ≥ 15 м/с и до 70—80% при скоростях ≥ 20 м/с.

Ветры со скоростями ≥ 10 , ≥ 15 м/с и ≥ 20 м/с, продолжающиеся более суток, в северной части моря наблюдаются в 15—25, 5—10 и 1—5% случаев соответственно. Над заливами ветры ≥ 10 м/с той же продолжительности наблюдаются в 1—6% случаев. В табл. 2.8 приведены сведения о максимальной продолжительности штормов (по расчетам и наблюдениям). На станциях, расположенных на побережье Бассейна и Воронки, самые продолжительные штормы отмечены зимой при преобладающих направлениях ветра (южные, юго-западные), на заливах — при ветрах с моря.

2.4. Наибольшие скорости и порывы ветра

Наибольшая скорость ветра различной вероятности получена расчетным методом. Интегральные кривые распределения всей совокупности измерен-

Таблица 2.7

Условная повторяемость штормов различной силы с продолжительностью действия менее 6 и более 24 ч, %

Станция	Скорость ветра, м/с		
	≥10	≥15	≥20
$\tau < 6 \text{ ч}$			
Канин Нос	41	39	56
Терско-Орловский	37	47	64
Сосновец	44	50	61
Мезень	57	78	68
Жижгин	43	48	63
Кемь-Порт	60	59	77
Жужмуй	47	57	82
Архангельск	56	67	
Онега	68	80	
$\tau > 24 \text{ ч}$			
Канин Нос	23	10	5
Терско-Орловский	23	10	4
Сосновец	16	7	1
Мезень	6	0,7	
Жижгин	18	8	2
Кемь-Порт	6	6	3
Жужмуй	12	4	4
Архангельск	5	1,5	
Онега	1		

Таблица 2.8

Максимальная продолжительность штормов различной силы, возможная 1 раз в 20 лет τ_{20} , и наблюдавшаяся $\tau_{\max}$ ч

Станция	Направление	Скорость ветра, м/с					
		≥10		≥15		≥20	
		τ_{20}	$\tau_{\max}$	τ_{20}	$\tau_{\max}$	τ_{20}	$\tau_{\max}$
Канин Нос	Ю	148	198	82	102	32	54
	СВ	120	138	56	66	33	24
Терско-Орловский	З	165	174	70	60	33	42
	ЮЗ	143	258	68	90	34	78
Сосновец	ЮЗ	135	192	69	90	22	36
Жижгин	ЮЗ	120	162	49	60		
Соловки	Ю	96	156	22	36		
Кемь-Порт	В	69	108	43	54	9	36
Жужмуй	ЮВ	55	72	6	18		
	СВ	66	60	28	42	18	30
Архангельск	З	59	48	24	36		
Онега	СЗ	34	36				

ных скоростей (за центральные месяцы и год) аппроксимированы функцией

$$F_v \geq x = \exp[-(x/\beta)^{\gamma}], \quad (2.5)$$

где $F_v \geq x$ — вероятность того, что скорость ветра превосходит величину x ; γ и β — параметры функции.

На рис. 2.11 даны наибольшие скорости ветра, возможные соответственно 1 раз в 5, 20, 50 лет, полученные по совокупности измерений скорости ветра за год. Они характерны и для зимнего сезона, так как самые большие скорости обыкновенно наблюдаются именно в это время года. Следует отметить, что скорости ветра, рассчитанные по совокупности наблюдений за год, иногда оказываются выше на 1 м/с, чем скорости за зиму, вследствие сложения малых значений сезонных вероятностей. Приведен-

ные на рис. 2.12 скорости ветра малой вероятности возможны не в любой момент времени, а в один из четырех сроков наблюдений. При увеличении числа сроков значения скорости ветра несколько возрастают по сравнению с 4-срочными. Так, при восьми сроках наблюдений они будут выше на 1—2 м/с, а при ежедневных наблюдениях (24 срока) — на 2—3 м/с. Наибольшие скорости ветра для различных направлений рассчитаны по условным вероятностям скорости ветра для каждого направления и представлены на карте в виде розы.

Исследования порывистости ветра над акваторией моря выполняются главным образом в целях определения воздействия ветра на гидротехнические сооружения и суда. Известно, что порывистость ветра зависит от температурной стратификации атмосферы, шероховатости подстилающей поверхности, интервала осреднения порывов и высоты уровня измерений. По измерениям на береговых станциях в Белом и Баренцевом морях получены характеристики порывистости ветра, которые оказались близкими между собой, несмотря на некоторые возможные различия в шероховатости подстилающей поверхности [11]. Абсолютная порывистость ветра возрастает с увеличением его средней скорости в соответствии с уравнением

$$V_{\max 2} = 1,14 \bar{V}_{10} + 0,5, \quad (2.6)$$

где $V_{\max 2}$ — максимальный порыв ветра за интервал времени 2 мин; $\bar{V}_{10}$ — средняя скорость за интервал 10 мин.

Максимальные порывы, рассчитанные по этому уравнению, представляют собой средние значения, обеспеченность которых около 53—57%. Максимальные порывы различной вероятности, в том числе и редко наблюдаемые, могут быть рассчитаны, если известно распределение всей совокупности значений порывов при заданной средней скорости ветра или известен закон их распределения. Эмпирические кривые распределения максимальных порывов, измеренных на побережье, достаточно хорошо аппроксимируются, как средние скорости ветра, функцией вида (2.5). На рис. 2.12 даны максимальные порывы ветра, которые не будут превышены с вероятностью 99%, при максимальных скоростях ветра, возможных 1 раз в определенное число лет, представленных на рис. 2.11.

Максимальные скорости ветра редкой повторяемости в Онежском, Двинском и Мезенском заливах наблюдаются не при преобладающих направлениях, а, как правило, при морских ветрах северной половины горизонта. Скорости могут достигать здесь 19—24 м/с 1 раз в 5 лет, в порывах 29—33 м/с, 1 раз в 50 лет возможно увеличение скорости до 22—28 м/с, в порывах 31—37 м/с. Такие же скорости могут быть отмечены в западной части Кандалакшского залива в основном при ветрах, направленных вдоль залива.

В Бассейне и Горле максимальная скорость ветра наблюдается при южных и юго-западных направлениях и 1 раз в 5 лет достигает 25—28 м/с, в порывах 34—37 м/с, 1 раз в 50 лет возможна скорость 30—32 м/с, в порывах 39—40 м/с. Ветры западной четверти являются наиболее сильными в Вонюке. Не уступают им по силе и ветры северной четверти. Проходя над большими пространствами вод Баренцева моря с гораздо меньшим, чем суша, тормозящим влиянием, они приобретают большую

скорость особенно у берегов Каннин Носа наравне с преобладающими здесь южными ветрами. Скорость ветра может достигать здесь 29—31 м/с 1 раз в 5 лет, в порывах 38—39 м/с, а 1 раз в 50 лет —

почти во всех районах моря отмечается при ветрах северных направлений и достигает 20—22 м/с 1 раз в 5 лет и 22—25 м/с 1 раз в 50 лет, т. е. на 4—6 м/с ниже годовых значений. У Терского и Каннинского

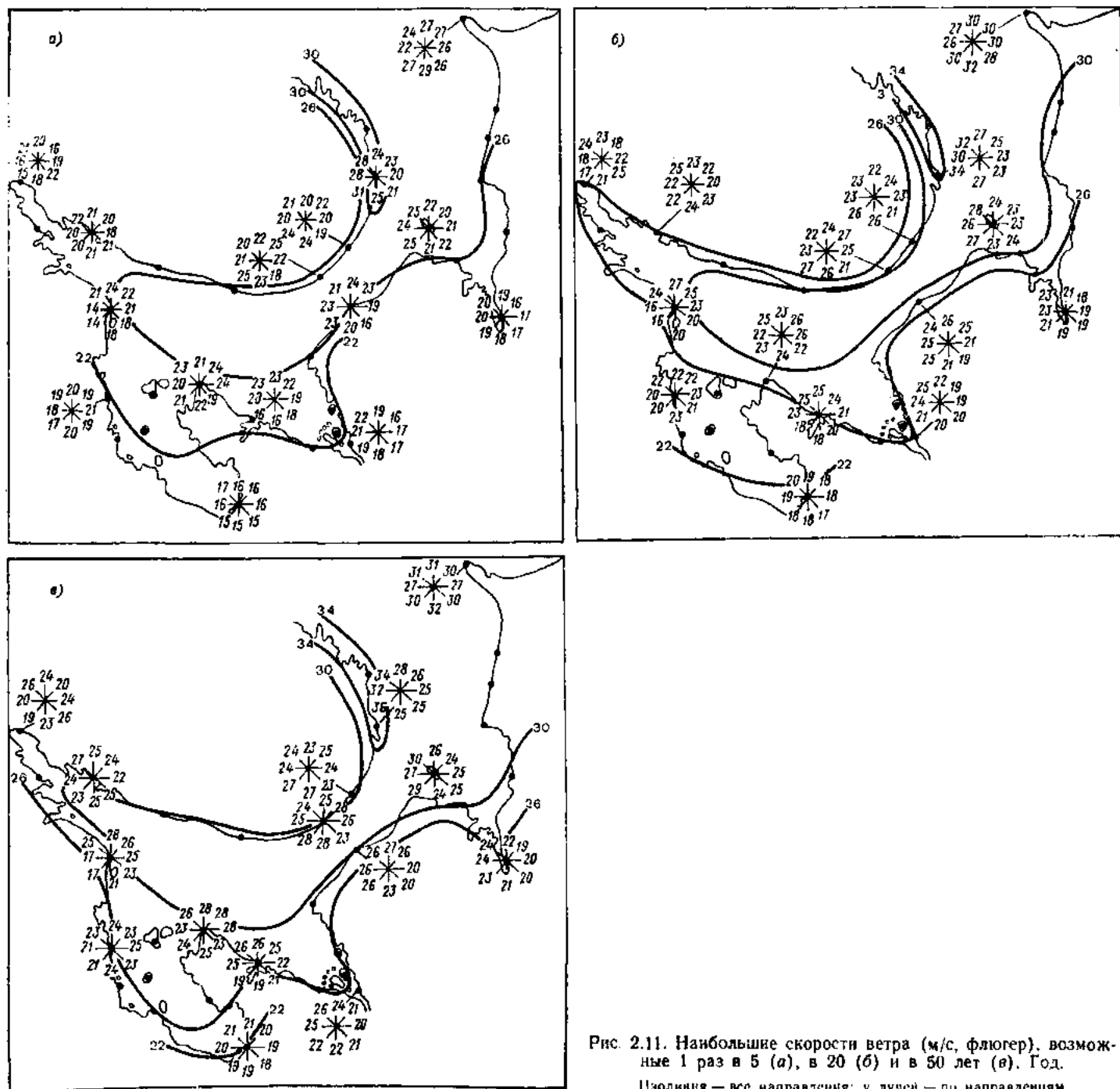


Рис. 2.11. Наибольшие скорости ветра (м/с, флюгер), возможные 1 раз в 5 (а), в 20 (б) и в 50 лет (в). Год.

Штриховка — все направления; у лучей — по направлениям.

около 32—34 м/с, в порывах 40—42 м/с. Такая же скорость возможна у восточных берегов Кольского полуострова при ветрах западной четверти. Указанная максимальная скорость наблюдается обычно в холодное время года, но не обязательно в январе. В начале зимы она даже более вероятна, чем в середине. По ветровой активности эти месяцы являются самыми бурными в году и, как уже отмечалось, характеризуются наибольшими значениями средних скоростей и максимумом повторяемости сильных и штормовых ветров.

Весной (в апреле) максимальная скорость ветра

побережий скорость 1 раз в 5 и 50 лет соответственно равна 23—25 и 27—30 м/с, т. е. на 7—9 м/с ниже годовых (и зимних). В июле скорость ветра малой вероятности на 1—2 м/с меньше тех, что наблюдается в апреле.

Осенью (октябрь) максимальными по силе являются ветры тех же направлений, что и зимой. В пространственном распределении их так же проявляются различия, характерные для зимы: на заливах скорость 1 раз в 5 лет достигает 18—20 м/с, в порывах 28—30 м/с, а в остальных районах моря 22—24 м/с, в порывах 31—34 м/с.

В формировании режима больших скоростей ветра основную роль играет интенсивность атмосферных процессов, но в большей степени, чем при умеренных ветрах, проявляется также влияние

2.5. Синоптические условия развития штормов

Штормовые ветры над Белым морем почти всегда связаны с перемещением глубоких циклонов по

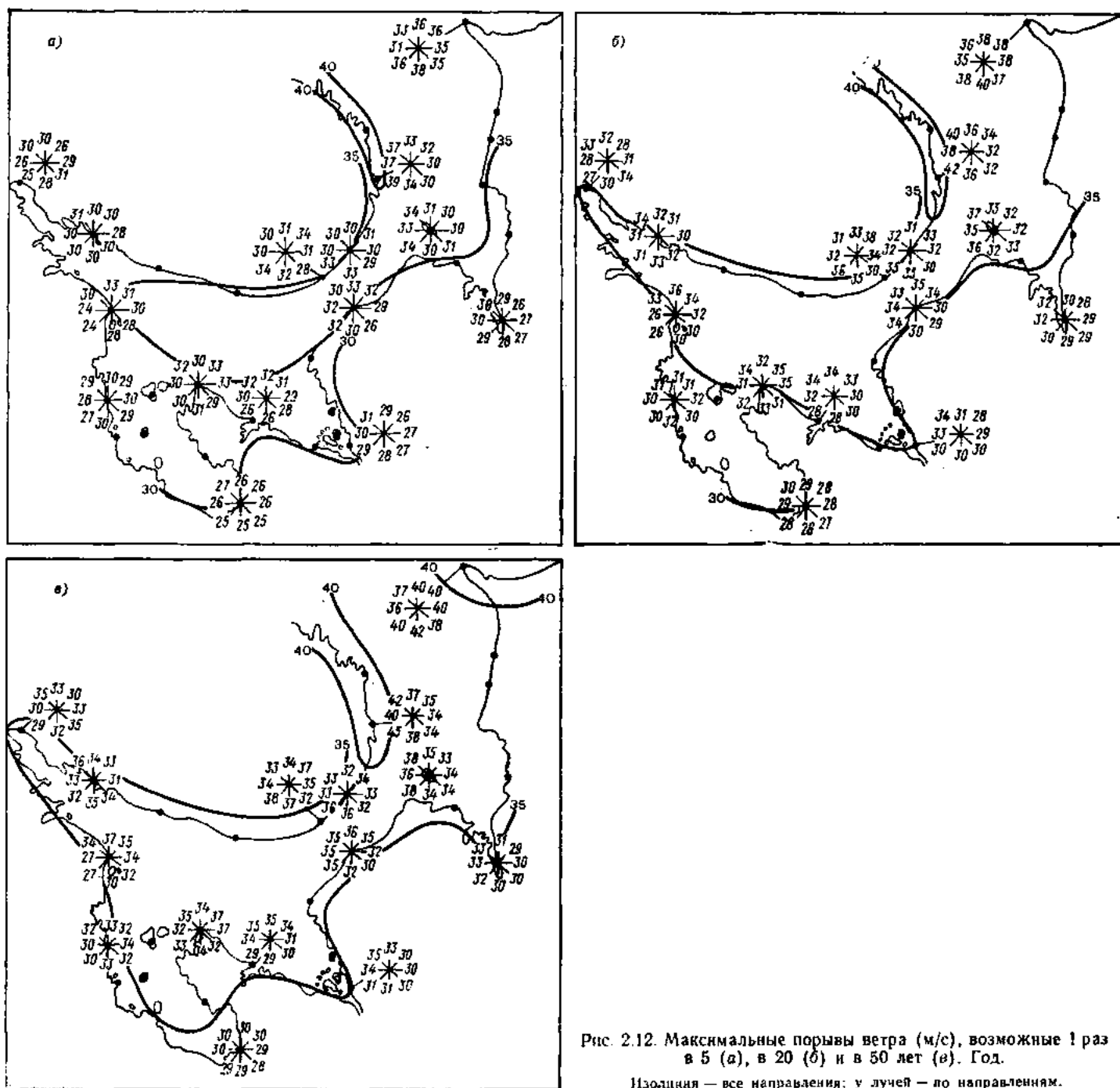


Рис. 2.12. Максимальные порывы ветра (м/с), возможные 1 раз в 5 (а), в 20 (б) и в 50 лет (в). Год.

Изолиния — все направления; у лучей — по направлениям.

рельефа побережья и его изрезанности и состояние поверхности моря (лед, вода). Это подтверждается тем, что в январе различия в средних скоростях ветра между южными и северными районами составляет 5—7 м/с, а в скоростях ветра малой вероятности они вдвое больше и равны 10—14 м/с. Аналогичным образом в июле разности между средними скоростями — около 3 м/с, а между скоростями малой вероятности — 5—6 м/с.

определенным траекториям, отраженным в названиях большинства циклонов: северо-западные «ныряющие», западные, юго-западные, южные, «аномальные» (северо-восточные, восточные).

Типичные траектории циклонов и положение их центров, когда штормовой ветер достигает максимальных значений, показаны на рис. 2.13.

Чаще всего штормовые ветры на акватории Белого моря связаны с «ныряющими», западными и юго-западными циклонами. Выход южных и «аномальных» циклонов наблюдается значительно реже (табл. 2.9).

Наиболее удобную для синоптической практики классификацию штормов предложил Г. Н. Саккер. Выделяется две группы штормов: штормы передней части циклонов (юго-восточные и юго-западные), штормы тыловой части циклонов (северо-западные и северо-восточные).

В течение года наибольшую повторяемость (64%) имеют штормы, обусловленные западными циклонами. Зимой и осенью преобладание их значительно и составляет соответственно 66 и 80 %.

штормов обусловлено тыловой частью циклона (табл. 2.10).

Рассмотрим отдельные штормовые ситуации (сильные штормы) за период с 1957 по 1965 г.

Шторм с 29 марта по 1 апреля 1957 г. на акватории Белого моря был вызван серией «ныряющих» циклонов, выходящих с района Шпицбергена на Чешскую губу со средней скоростью 50 км/ч. Максимум шторма наблюдался тогда, когда центр циклона находился над Чешской губой, максималь-

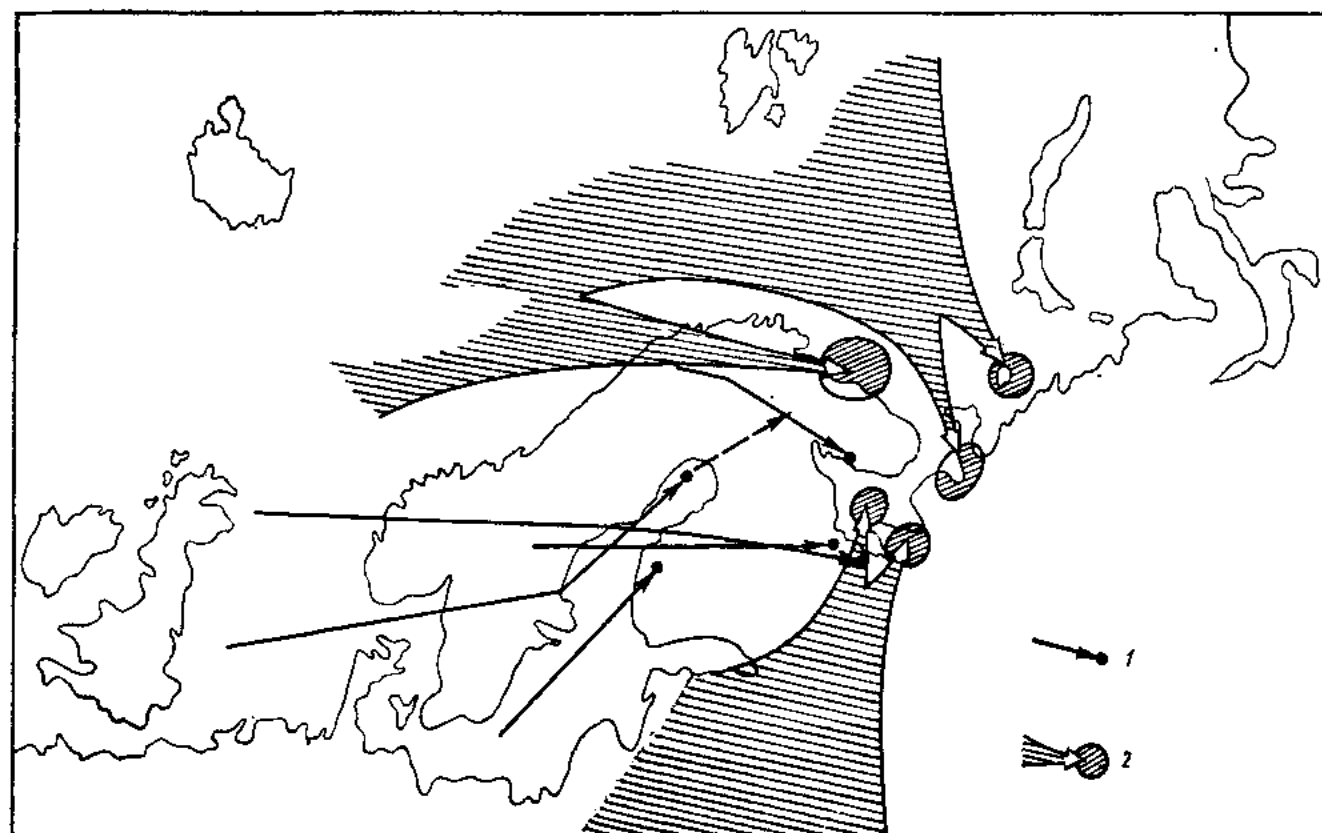


Рис. 2.13. Траектория циклонов, вызывающих штормовые ветры над Белым морем.

1 — траектория и положение центра циклона при шторме; 2 — при сильном шторме.

В связи со смещением атлантико-европейской ветви арктического фронта к северу, летняя и весенняя повторяемость их несколько уменьшается, до 44 % летом и 45 % весной, но остается преобладающей.

В основном штормы наблюдаются в передней части циклонов западных (62 %), юго-западных (58 %), южных (90 %) и циклонов, перемещающихся с юго-востока на северо-запад (60 %). И только при перемещении «ныряющих» циклонов 70 %

Таблица 2.9

Повторяемость циклонов, вызывающих штормовые ветры на Белом море, % [8]

Сезон	Циклоны					Всего случаев
	западные	юго-западные	«ныряющие»	южные	«аномальные»	
Осень (сентябрь—октябрь)	68	12	8	12	—	25
Зима (ноябрь—март)	48	18	25	6	3	87
Весна (апрель—май)	15	30	10	40	5	20
Лето (июнь—август)	11	33	16	28	22	18
Год	43	21	18	14	6	150

ная изаллобарическая пара при этом была ± 10 гПа за 3 ч, барический градиент достиг 9—10 гПа/111 км (рис. 2.14 а). Во время этого шторма на побережье была зарегистрирована скорость 40 м/с северо-западного ветра (Канин Нос, Шойна, Мыс Конушин).

Таблица 2.10

Повторяемость штормов в различных частях циклонов

Циклоны	Часть циклона	Число случаев	Повторяемость, %
Западные	Передняя (восточная)	61	62
	Тыловая (западная)		38
«Ныряющие»	Передняя (юго-восточная)	26	30
	Тыловая (северо-западная)		70
Юго-западные	Передняя (северо-восточная)	31	58
	Тыловая (юго-западная)		42
Южные	Передняя (северная)	20	90
	Тыловая (южная)		10
С юго-востока на северо-запад	Передняя (северо-западная)	5	60
	Тыловая (юго-восточная)		40
С востока на запад	Передняя (западная)	2	
С северо-востока на юго-восток	Передняя (юго-западная)	1	

Шторм 2 июня 1962 г. продолжался около 20 ч (рис. 2.14 б). Усиление ветра происходило в тылу циклона с давлением 985 гПа, находившегося в момент максимума шторма над Мезенским заливом.

центр его (960 гПа) находился над районом Мурманска (рис. 2.14 в, г), и продолжался в тыловой части циклона, когда центр циклона (955 гПа) находился над Канино-Колгуевским районом. Барический

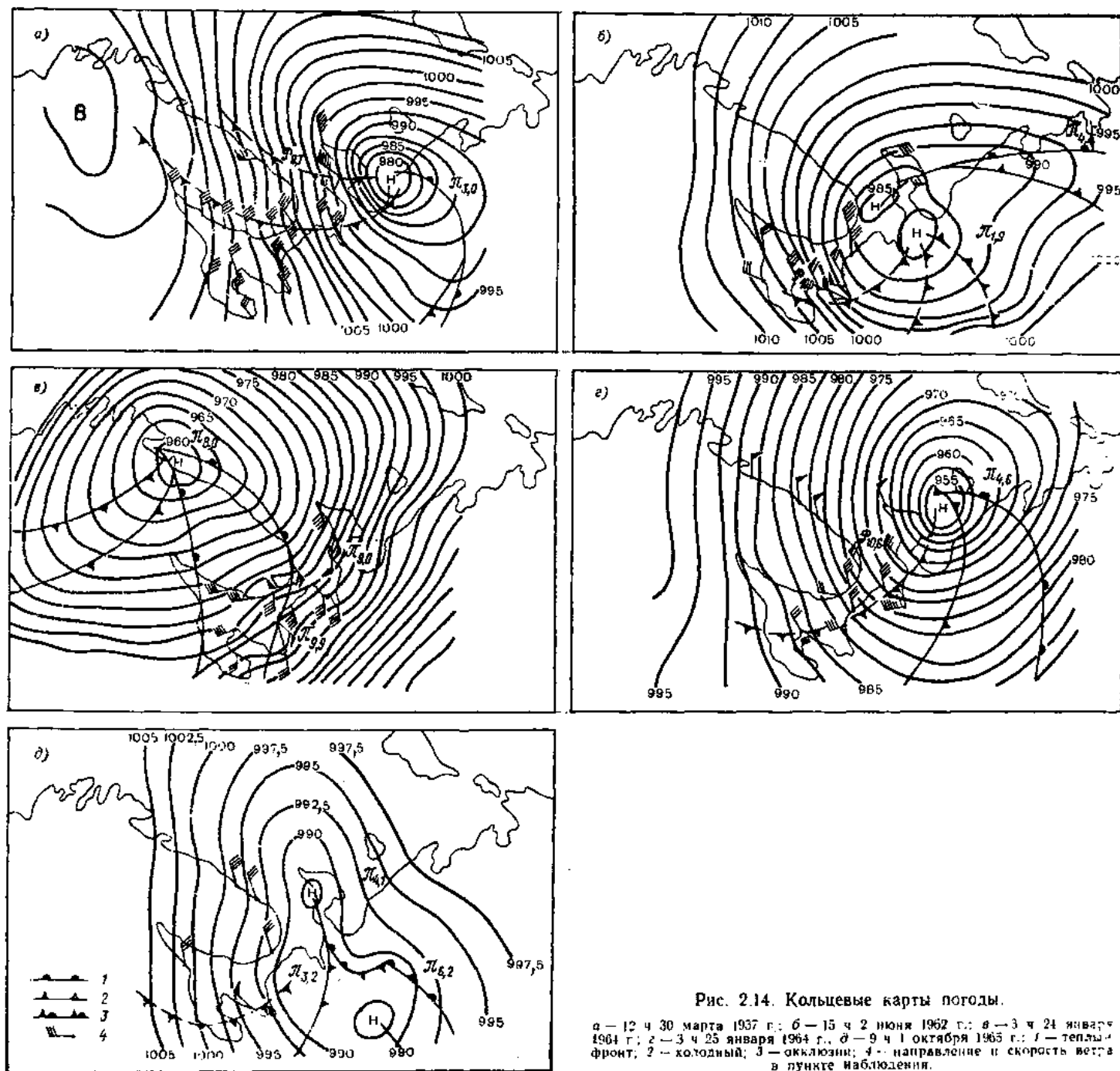


Рис. 2.14. Кольцевые карты погоды.

а — 12 ч 30 марта 1937 г.; б — 15 ч 2 июня 1962 г.; в — 3 ч 24 января 1964 г.; г — 3 ч 25 января 1964 г.; д — 9 ч 1 октября 1965 г.; 1 — теплый фронт; 2 — холодный; 3 — окклюзия; 4 — направление и скорость ветра в пункте наблюдения.

Циклон образовался 1 июня над Рижским заливом и смещался вдоль высотной фронтальной зоны в северо-восточном направлении со средней скоростью около 40 км/ч, углубившись на 20 гПа. Усилению ветра способствовало формирование в тылу циклона барического градиента до 10—11 гПа/111 км. Максимальное падение давления в передней части циклона достигало 9,2 гПа/3 ч, рост давления в тылу циклона составил 10 гПа/3 ч. Максимальная скорость северо-западного ветра достигала 40 м/с в Архангельске, 30 м/с на Унском маяке и 24 м/с на Жижигине.

Шторм 24—25 января 1964 г. длился более суток. Он начался в передней части циклона, когда

ческий градиент в момент максимума шторма был равен 6—7 гПа/111 км. Максимальная скорость южного и юго-западного ветра на побережье в передней части циклона составила 28—32 м/с, в тыловой части северо-западный, северный ветер усиливался до 25—32 м/с.

Шторм 1—2 октября 1965 г. продолжался около 30 ч. Сильный ветер наблюдался в тыловой части 2-центрального циклона, расположенного утром 1 октября одним центром над югом Баренцева моря, вторым — над востоком Белого моря (рис. 2.14 д). Максимальные усиления до 28 м/с северо-западного ветра отмечались на побережьях Двинского и Мезенского заливов.

3. ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА

3.1. Годовой ход

Годовой ход температуры воздуха — результат действия основных факторов формирования климата — в разных районах моря отражает особенности климатообразующих процессов в них. Эти особенности определяют форму кривой годового хода, время наступления экстремальных температур, интенсивность нарастания и падения температуры от месяца к месяцу (табл. 3.1).

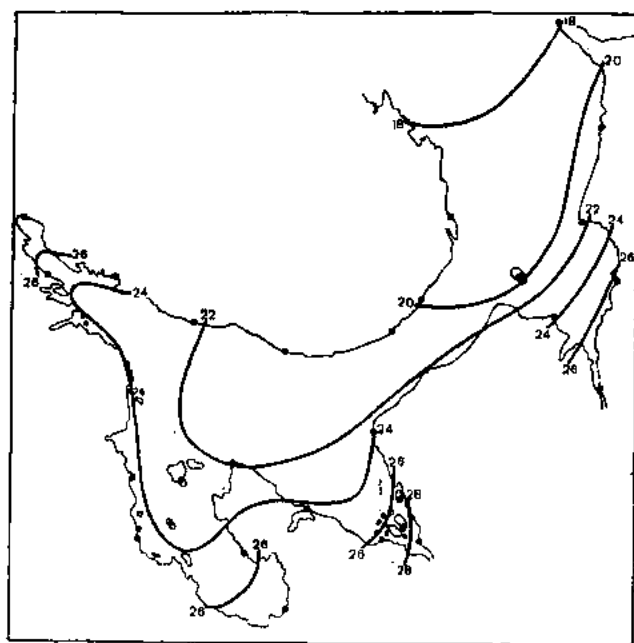


Рис. 3.1. Амплитуда годового хода температуры воздуха, °С.

В открытых районах моря разность самого холодного и самого теплого месяцев составляет 18—21 °С (рис. 3.1), над заливами и побережьями — 23—28 °С.

Самым холодным месяцем на море является февраль (—9...—11 °С) и только в вершинах Онежского и Двинского заливов, где влияние континента проявляется сильнее, — январь. Разность между средней месячной температурой воздуха января (—12...—14 °С) и февраля составляет 0,5—1,0 °С. Декабрь и март теплее февраля в среднем на 2—4 °С.

В отдельные годы наименьшая средняя месячная температура может наблюдаться в любой из зимних месяцев с декабря по март (табл. 3.2), а на се-

Таблица 3.2

Повторяемость наиболее холодного месяца зимой и наиболее теплого летом, %

Станция	Зима					Лето		
	XI	XII	I	II	III	VI	VII	VIII
Канин Нос		1	18	52	29		43	57
Моржовец		8	35	46	11	1	44	55
Гридино		7	38	47	8	5	68	27
Мезень		19	35	40	6	8	72	20
Жижгин		4	37	47	12	2	48	50
Соловки		3	42	47	12	2	63	35
Архангельск	I	20	42	33	4	9	72	19

вере моря иногда в апреле. Вероятность наименьшей средней месячной температуры в феврале составляет более 45 % в Воронке, 40—45 % в открытой части Бассейна и менее 40 % на побережье заливов. На большей части моря средняя месячная температура в январе ниже, чем в марте, только на севере Воронки наблюдается обратное соотношение. К вершинам заливов увеличивается повторяемость наиболее низкой средней месячной температуры, приходящейся на первую половину зимы (декабрь—январь).

В периоды сильно развитой циклонической деятельности, при выносах теплых масс морского воз-

Таблица 3.1

Средняя месячная и годовая температура воздуха $\bar{T}$ и среднее квадратическое отклонение σ , °С

Станция	Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Канин Нос	$\bar{T}$	—8,2	—9,6	—8,7	—4,8	—0,8	4,2	8,4	8,6	5,8	1,6	—1,9	—5,6	—0,9
1915—1980 гг.	σ	2,8	3,1	3,3	2,2	1,9	1,8	2,3	1,4	1,1	1,5	1,9	2,8	1,2
Моржовец	$\bar{T}$	—9,7	—10,5	—8,2	—3,5	0,4	5,7	9,7	9,8	7,0	1,9	—2,7	—6,8	—0,6
1895—1980 гг.	σ	3,0	3,0	2,8	2,0	1,8	1,9	2,1	1,6	1,2	1,7	1,8	3,1	1,1
Гридино	$\bar{T}$	—10,1	—10,6	—6,9	—1,5	3,8	9,9	13,9	13,0	8,2	2,2	—2,6	—6,6	1,1
1915—1980 гг.	σ	3,2	3,4	3,2	2,2	2,0	2,0	1,8	1,5	1,3	1,7	2,1	3,2	1,2
Мезень	$\bar{T}$	—14,3	—13,7	—9,5	—2,6	3,4	9,9	13,6	11,9	6,6	0,2	—6,2	—11,4	—1,1
1883—1980 гг.	σ	4,0	4,3	3,5	2,7	2,5	2,2	2,4	1,9	1,6	2,3	3,1	4,6	1,3
Жижгин	$\bar{T}$	—9,1	—10,2	—7,2	—1,8	2,7	8,2	11,6	11,5	8,0	2,8	—1,4	—5,5	0,8
1896—1980 гг.	σ	3,1	3,2	3,0	1,9	1,9	1,8	1,6	1,4	1,1	1,5	1,6	2,8	1,1
Мудьюг	$\bar{T}$	—12,2	—12,4	—9,0	—2,2	4,4	11,9	15,3	13,6	8,3	2,0	—3,4	—8,5	0,6
1915—1980 гг.	σ	4,0	3,8	3,2	2,1	2,3	2,1	2,3	1,8	1,5	1,8	2,3	4,3	1,2
Архангельск	$\bar{T}$	—12,9	—12,5	—8,0	—0,9	6,0	12,4	15,6	13,6	7,9	1,5	—4,1	—9,5	0,8
1920—1980 гг.	σ	4,3	4,0	3,3	2,4	2,3	2,1	2,4	1,7	1,6	1,9	2,6	4,5	1,2

духа с Атлантики температура может повыситься среди зимы до $2-5^{\circ}\text{C}$ тепла. Однако повторяемость положительных температур в это время мала, с января по март в 95—97% случаев они отрицательны.

Наиболее интенсивный рост температуры происходит от марта к апрелю: на $4-5^{\circ}\text{C}$ на севере и $6-7^{\circ}\text{C}$ у побережий. Самым теплым месяцем в южной половине моря является июль ($12-15^{\circ}\text{C}$), а в северной — август ($9-10^{\circ}\text{C}$). Средняя многолетняя температура воздуха июля и августа в открытой части моря различаются на несколько десятых долей градуса, а у южных побережий на $1-2^{\circ}\text{C}$.

Максимальная средняя месячная температура в разные годы в Воронке с вероятностью около 60% приходится на август, а на заливах с вероятностью 60—70% — на июль (см. табл. 3.2). В центральной части Бассейна и Горле наибольшая средняя месячная температура может с равной вероятностью наблюдаться как в июле, так и в августе. В редкие годы (2—8%) в Бассейне наибольшая средняя месячная температура может наблюдаться в июне.

Понижение температуры воздуха в открытом море начинается в сентябре, у побережий — в августе. В Воронке средняя месячная температура в сентябре выше, чем в июне, в Горле и центральной части Бассейна ее значения в эти месяцы одинаковы, на остальной части моря июнь теплее сентября. Период падения приблизительно равен периоду роста (6 мес) или несколько больше его. Наиболее интенсивное падение (на $5-6^{\circ}\text{C}$) происходит от сентября к октябрю. В это время у берегов температура воздуха становится ниже температуры воды, а над центральной частью моря они выравниваются. В октябре средняя месячная температура воздуха остается еще положительной ($1-3^{\circ}\text{C}$), но в 10—20% лет она принимает отрицательные значения. Отрицательные средние суточные температуры над морем возможны в октябре в 20% случаев, у побережий — в 25—30%, в Мезенском заливе — в 40%.

Устойчивый переход средней суточной температуры через 0°C весной раньше всего начинается на юге Онежского залива — в середине апреля. Вследствие протяженности моря с севера на юг и различной интенсивности процесса этот переход для моря в целом происходит в течение месяца и позднее всего заканчивается в Воронке — в начале второй декады мая (рис. 3.2 а). Осенью переход положительных значений температуры к отрицательным более скоротечен (рис. 3.2 б): начинается в середине октября в Мезенском заливе и завершается на всем море в конце месяца.

В отдельные годы бывают отклонения от этих средних данных. Так, переход средней суточной температуры весной в Двинском заливе в 5% случаев бывает в начале первой декады апреля, в 95% — в начале первой декады мая; осенью переход к отрицательным значениям в 5% случаев происходит в конце первой декады октября, в 95% — в середине второй декады ноября.

Продолжительность периода с устойчивой отрицательной средней суточной температурой воздуха на акватории моря составляет от 170 на юго-западе до 200 сут у Каннинского берега (рис. 3.3).

Период, когда температура воздуха устойчиво держится ниже -10°C , равен 40—50 сут за зиму в открытых районах моря и 50—70 сут у побережий и над мелководными заливами. Устойчивого перехода средней суточной температуры через -15°C не наблюдается, хотя отдельные дни с указанной

температурой отмечаются с декабря по март повсеместно: от 14—20 сут на большей части моря до 30 сут и более на вершинах заливов.

Летом устойчивый переход средней суточной температуры через 10°C происходит только в юж-

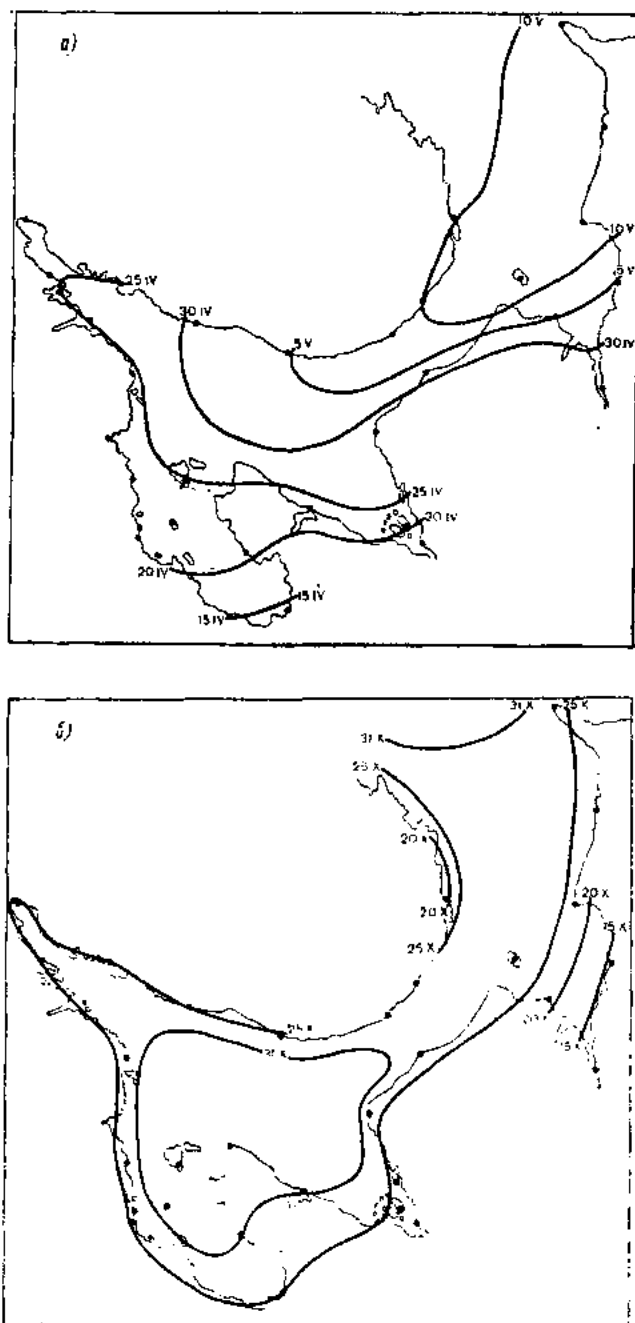


Рис. 3.2. Даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C весной (а) и осенью (б).

ной половине моря и Горле, причем в Горле продолжительность периода с температурой выше 10°C составляет 15—16, в Бассейне 60—70, на заливах — до 90 сут. Средняя суточная температура устойчиво переходит через 15°C только в вершинах Двинского и Онежского заливов, в других частях моря наблюдаются отдельные дни с такой температурой в июне — августе.

О межгодовой изменчивости средней месячной температуры воздуха можно судить по средним квадратическим отклонениям (см. табл. 3.1). Их наибольшие значения наблюдаются в зимние месяцы, что обусловлено интенсивной циркуляцией

атмосферы в это время года. Вторичный максимум наблюдается в июле под действием тепляющего влияния прогретого континента. Основной минимум приходится на сентябрь. Минимальные значения

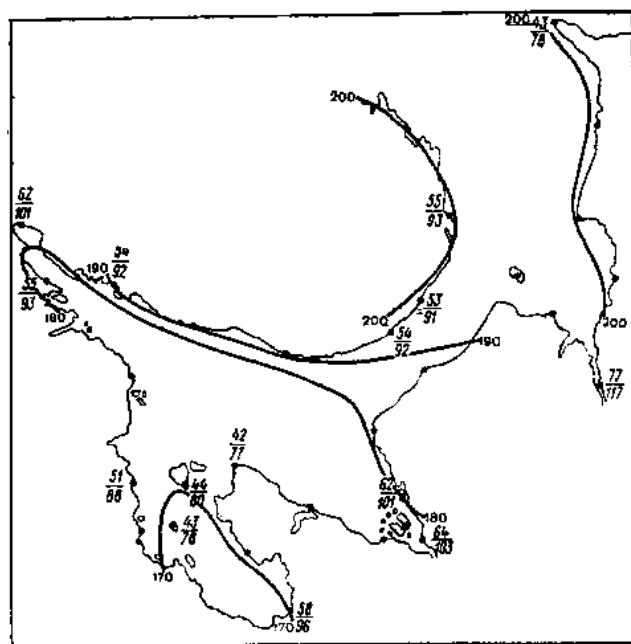


Рис. 3.3. Число дней с устойчивой средней суточной температурой воздуха ниже 0°C.

Числитель — число дней со средней суточной температурой воздуха —10°C и ниже, знаменатель — число таких дней, возможное 1 раз в 20 лет.

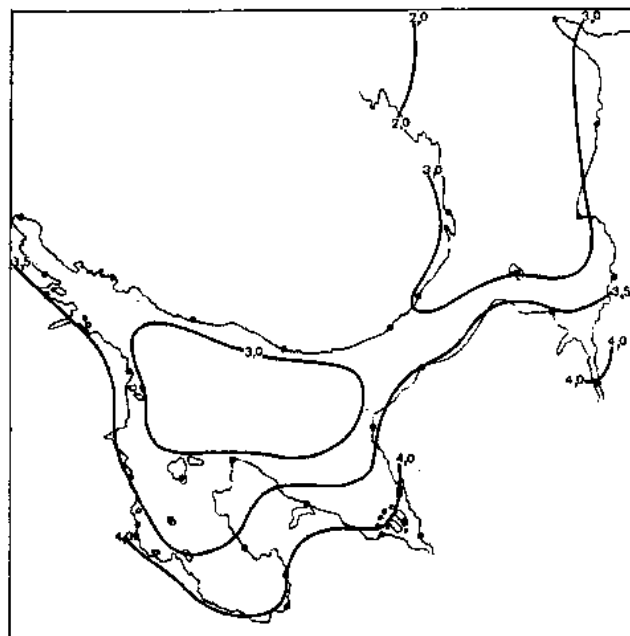


Рис. 3.4. Среднее квадратическое отклонение средней месячной температуры воздуха от многолетней, °C. Январь.

3°C. В другие месяцы средние квадратические отклонения в разных частях моря не различаются более чем на 1°C.

Несомненный интерес представляет разность между средними месячными значениями температуры воздуха смежных лет $\Delta T_{\text{мес}}$ (табл. 3.3). Январ-

Таблица 3.3

Повторяемость межгодовой изменчивости температуры воздуха в определенных пределах ΔT , %

$\Delta T_{\text{мес}}$		I	IV	VII	X
от	до				

Моржовец					
-7,9	-6,0	8,5	1,2	1,4	1,2
-5,9	-4,0	8,5	7,1	9,5	3,7
-3,9	-2,0	13,4	14,3	13,5	18,3
-1,9	-0,1	19,5	25,0	24,3	24,4
0,0	1,9	15,9	25,0	24,3	30,5
2,0	3,9	17,1	19,1	22,9	14,6
4,0	5,9	12,2	7,1	2,7	6,1
6,0	7,9	1,2	1,2	1,4	1,2
8,0	9,9	3,7			

Соловки					
-9,9	-8,0	2,2			
-7,9	-6,0	6,5	3,3		1,1
-5,9	-4,0	13,0	2,2	4,9	2,2
-3,9	-2,0	11,9	15,2	13,4	18,5
-1,9	-0,1	19,6	33,7	31,7	30,4
0,0	1,9	9,8	21,7	31,7	30,4
2,0	3,9	19,6	20,6	15,9	12,0
4,0	5,9	8,7	2,2	2,4	4,3
6,0	7,9	5,4	1,1		1,1
8,0	9,9	3,3			

ские температуры в последовательные (смежные) годы в 30—35 % случаев различаются не более чем на 2°C, в 30 % — на 2—4°C. Случаи, когда январь последующего года холоднее или теплее предыдущего на 6—10°C, в Воронке наблюдаются реже (13,4%), чем в районе Соловков (17,4%), хотя среднее квадратическое отклонение температуры в этих районах одинаково. Это свидетельствует о существовании различий во временной корреляции средней месячной температуры в указанных районах.

Температура весенних месяцев соседних лет (апрель) различается меньше, чем зимних: в 50—55% случаев не более чем на 2°C и очень редко (2—4%) на 6—8°C. Контрастность июльских температур смежных лет возрастает с запада на восток. Так, в Онежском заливе (Соловки) более чем в 60% случаев июльская температура воздуха различается на 0—2°C, у восточных берегов Двинского залива и в Мезени такие различия возможны только в 32—37%. Температура осенних месяцев (октябрь), как и весенних, мало изменчива на всем море: в 55—65% случаев различается не более чем на 2°C.

3.2. Сезонная температура воздуха и ее межсезонные изменения

Кривая годового хода дает представление о межсезонных изменениях температуры воздуха и позволяет оценить их по разности температур центральных месяцев сезонов. Однако этот метод оценки не совсем удобен, так как наивысшая и наименьшая температура наступает не одновременно над всем морем. Поэтому вычислены разности средней температуры за соответствующие сезоны.

межгодовой изменчивости присущи переходным сезонам.

Пространственная картина межгодовой изменчивости средней месячной температуры воздуха в январе представлена на рис. 3.4. Наибольшие значения характерны для вершин заливов — 4°C, наименьшие — для северо-запада Воронки — 2°C. В центральных частях Бассейна они составляют

Средняя температура воздуха зимой составляет $-7...-9^{\circ}\text{C}$. Заметное увеличение солнечного тепла весной вызывает рост температуры воздуха над

всем морем: от $4-6^{\circ}\text{C}$ в Воронке до $11-12^{\circ}\text{C}$ на вершинах заливов (табл. 3.4 и рис. 3.5 а). В отдельные годы темпы роста могут существенно отличаться

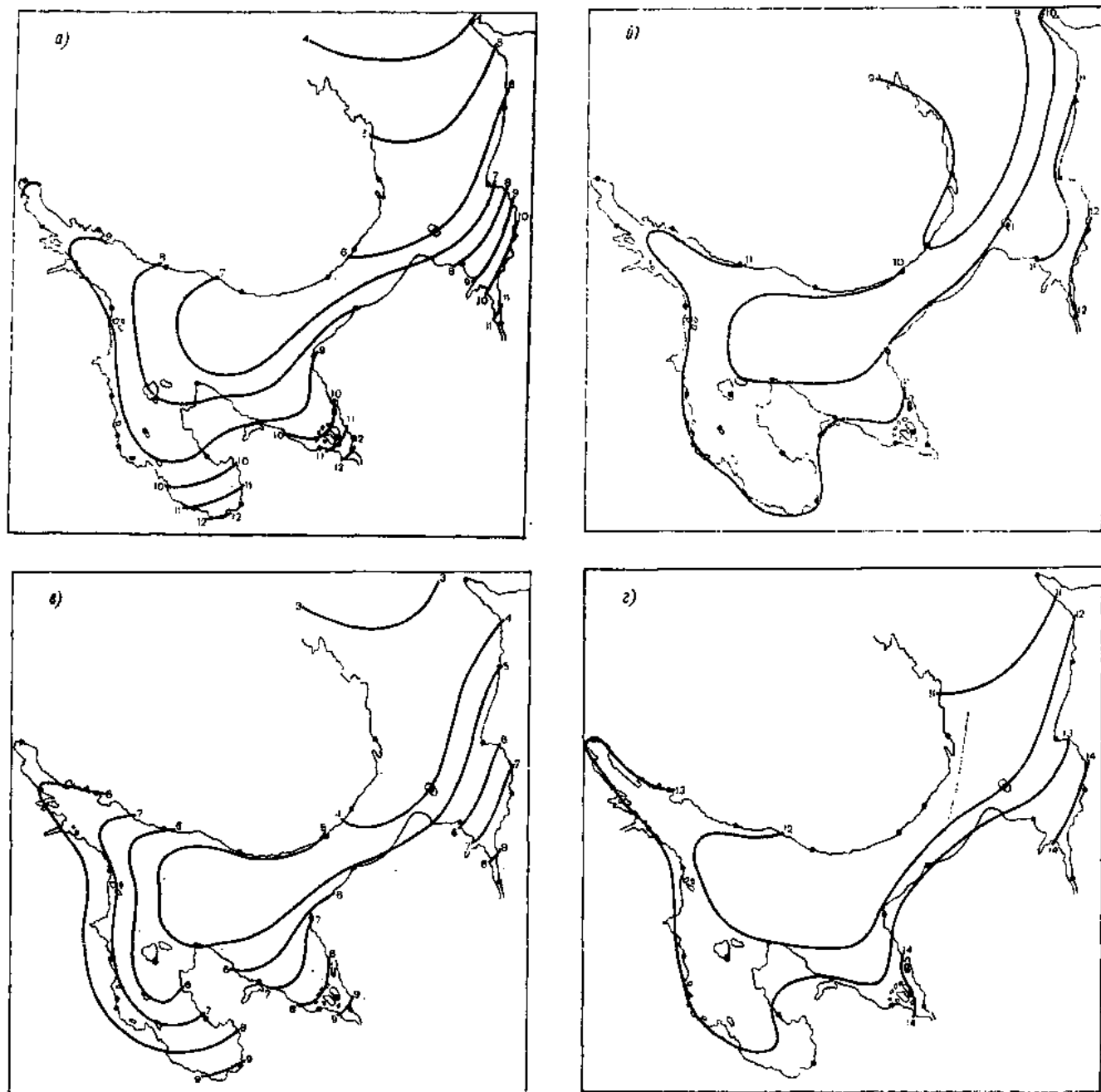


Рис. 3.5. Межсезонные изменения температуры воздуха, $^{\circ}\text{C}$.

а — зима—весна; б — весна—лето; в — лето—осень; г — осень—зима

Межсезонные изменения температуры воздуха

Таблица 3.4

Станция	Зима—весна			Весна—лето			Лето—осень			Осень—зима		
	Разность, °С											
	средняя	наиболь- шая	наимень- шая	средняя	наиболь- шая	наимень- шая	средняя	наиболь- шая	наимень- шая	средняя	наиболь- шая	наимень- шая
Канин Нос	4,0	7,2	0,8	10,1	14,2	6,6	3,6	6,7	0,7	10,4	13,9	7,0
Моржовец	6,0	12,9	1,5	10,2	14,8	5,8	4,0	7,1	0,1	12,0	17,0	8,4
Мезень	11,4	18,0	5,1	11,4	16,1	5,4	8,7	13,1	3,7	14,3	19,8	9,6
Иныч	8,0	13,4	4,2	9,8	13,7	5,6	5,0	8,4	0,5	12,9	17,3	9,6
Зимнегорский маяк	9,1	15,1	4,8	10,6	14,3	6,4	7,2	11,5	2,6	12,2	15,9	8,7
Гридино	8,7	12,1	4,5	11,0	16,4	6,3	7,2	11,4	3,1	12,6	17,3	8,8
Жижгин	7,1	10,0	2,9	9,7	13,6	3,7	5,0	8,0	1,3	12,0	15,6	8,5
Соловки	8,1	12,7	3,0	10,4	14,0	6,4	6,2	9,4	3,1	12,4	15,9	8,4
Онега	12,0	17,4	6,4	10,7	15,2	6,3	9,1	13,0	4,5	13,8	19,0	9,1

ся: наименьшие значения равны 1—6°C, наибольшие —7—18°C. В связи с большой затратой тепла на таяние льдов средняя температура за весенний сезон невелика и составляет от -2 до 2°C.

От весны к лету над всем морем происходит значительный рост температуры, в среднем на 9—11°C (рис. 3.5 б). В отдельные взятые годы темпы роста могут отличаться в $\pm 1,5$ раза. Средняя температура лета возрастает с севера на юг от 7 до 14°C. Межсезонные изменения температуры от лета к осени значительно меньше и составляют 3—6°C (рис. 3.5 в), так как воды моря во второй половине лета и в начале осени обладают большой энthalпией и, участвуя в теплообмене с атмосферой, замедляют понижение температуры воздуха. У побережий заливов падение температуры происходит быстрее — на 9°C. Поле сезонной температуры воздуха довольно однородно и составляет 4—5°C.

Самые большие межсезонные изменения температуры воздуха происходят от осени к зиме (на 11—14°C), когда море покрывается льдом (рис. 3.5 а). В отдельные годы темпы ее понижения меньше, чем в другие сезоны.

Средняя сезонная температура воздуха претерпевает менее значительные межгодовые изменения, чем средняя месячная соответствующего сезона (табл. 3.5). В табл. 3.5 приведены наибольшие и наименьшие значения сезонной температуры в отдельные годы.

Произведен расчет сезонной температуры, возможной 1 раз в 20 лет в аномально теплые и холодные сезоны. Последние определены по следующим уравнениям связи, полученным по данным береговых станций (рис. 3.6):

$$T_{\text{сез}} (\text{хол}) = 1,05\bar{T}_{\text{сез}} - 2,5; \quad (3.1)$$

$$T_{\text{сез}} (\text{тепл}) = 0,98\bar{T}_{\text{сез}} + 2,7. \quad (3.2)$$

Сезонная температура воздуха, которая может быть равна или превышена 1 раз в 20 лет в аномально теплые сезоны и температура, которая мо-

жет быть ниже указанных в аномально холодные сезоны, представлена на рис. 3.7—3.8. В холодную зиму один раз в 20 лет температура воздуха равна -10...-12°C, кроме Мезенского залива, где она опускается до -13...-14°C. В теплую зиму такой же вероятности температура воздуха составляет -4...-5°C и -7...-8°C в Мезенском заливе.

Как свидетельствуют данные табл. 3.5, наиболее холодными зимами в этом столетии были 1901/02 и 1965/66 г., а самыми теплыми 1936/37 и 1974/75 г.

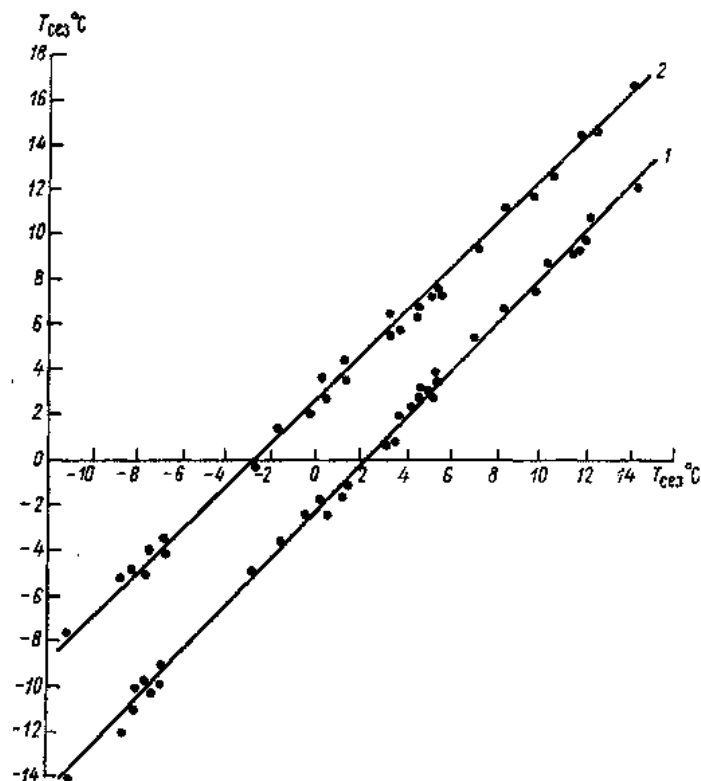


Рис. 3.6. Связь средней сезонной температуры ($T_{\text{сез}}$ по горизонтали) и сезонной температуры ($T_{\text{сез}}$ по вертикали), возможной 1 раз в 20 лет в аномальные сезоны.

1 — аномально холодные, 2 — аномально теплые сезоны.

Таблица 3.5

Средняя температура воздуха по сезонам и возможные отклонения от нее в отдельные годы, °C

Станция	Зима				Весна				Лето				Осень			
	Температура, °С															
	наиболее низкая	средняя	σ	наиболее высокая	наиболее низкая	средняя	σ	наиболее низкая	наиболее высокая	средняя	σ	наиболее низкая	наиболее высокая	средняя	σ	наиболее высокая
Канин Нос 1916—1980 гг.	—3,1 1936/37	—6,8	1,7	—11,0 1916/17, 1965/66	0,7 1921	—2,8	1,6	—5,9 1929	10,2 1974	7,1	1,4	4,0 1969	6,0 1944	3,7	1,1	1,5 1966
Моржовец 1895—1980 гг.	—4,8 1920/21	—7,6	1,5	—12,1 1901/02	1,9 1897	—1,6	1,6	—4,7 1909	11,4 1974	8,4	1,4	4,7 1918	6,9 1944	4,4	1,2	0,6 1902
Мезень 1883—1980 гг.	—6,1 1936/37	—11,0	2,0	—16,6 1901/02	5,9 1921	0,4	2,2	—4,2 1941	15,8 1974	11,8	1,4	8,6 1969	6,2 1944	3,4	1,6	—1,6 1902
Инды 1929—1980 гг.	—4,7 1936/37	—8,2	1,8	—12,9 1965/66	2,5 1962	—0,4	1,7	—3,8 1941	12,0 1954	9,6	1,4	6,3 1969	7,2 1944	4,6	1,3	1,9 1968
Гридино 1915—1980 гг.	—3,7 1974/75	—7,4	1,8	—12,9 1965/66	5,9 1921	1,2	1,7	—1,9 1916	15,7 1923	12,3	1,3	9,1 1918	7,6 1961	5,2	1,3	2,1 1968
Жижгин 1896—1980 гг.	—3,4 1943/44	—6,7	1,7	—10,8 1901/02	4,5 1921	0,4	1,6	—3,1 1909	13,0 1974	10,4	1,2	7,3 1918	7,6 1961	5,4	1,2	2,2 1902
Соловки 1887—1980 гг.	—3,5 1943/44	—6,9	1,7	—11,7 1965/66	5,1 1921	1,1	1,6	—3,1 1909	14,3 1972	11,5	1,4	8,8 1899	8,0 1961	5,4	1,2	2,0 1902
Онега 1887—1980 гг.	—4,9 1936/37, 1974/75	—8,7	2,0	—13,5 1965/66	8,5 1921	3,2	1,8	—0,9 1941	17,5 1972	14,2	1,4	11,5 1892	8,0 1909	5,2	1,5	1,5 1902

Разность между температурами аномально холодной и аномально теплой весны составляет 5°C и более (рис. 3.7 б и 3.8 б).

Разность температур аномально холодного и аномально теплого лета составляет 4°C и более в Онежском и Двинском заливах и 6°C и более на

Наиболее холодные зимы наблюдались с конца XIX в. и до середины 20-х годов XX в., затем наступил период теплых зим, во время которого отмечались наиболее теплые зимы в 30-е годы, связанные с потеплением Арктики. С середины 50-х годов вновь наступил период с холодными зимами, кото-

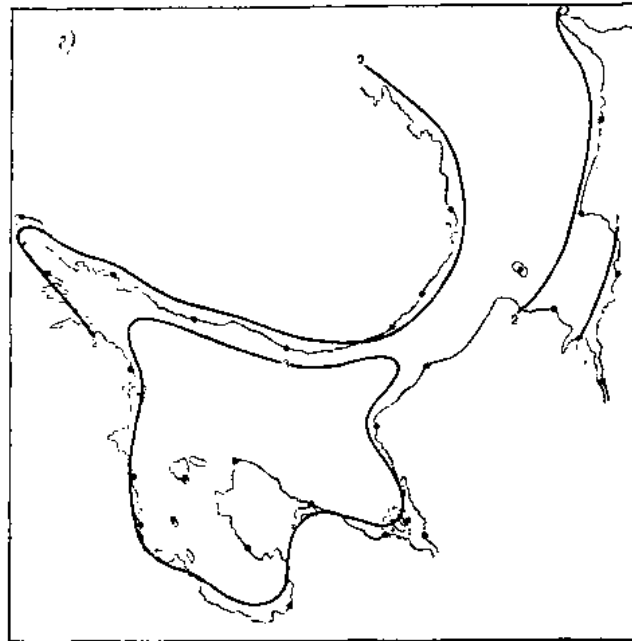
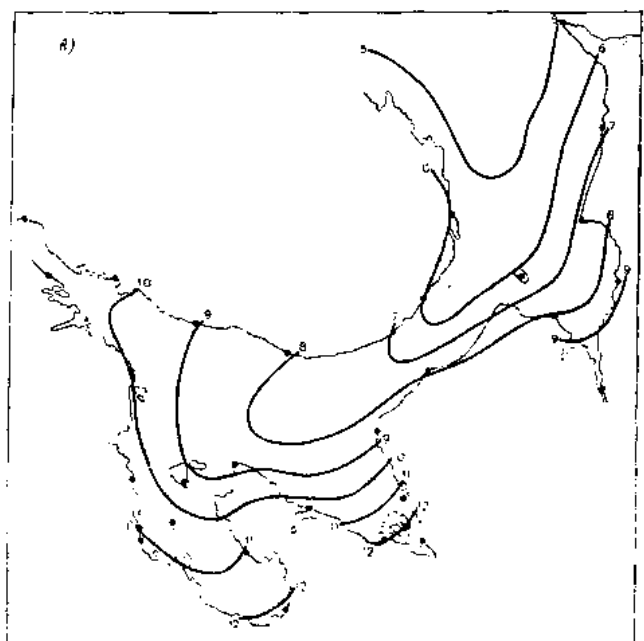
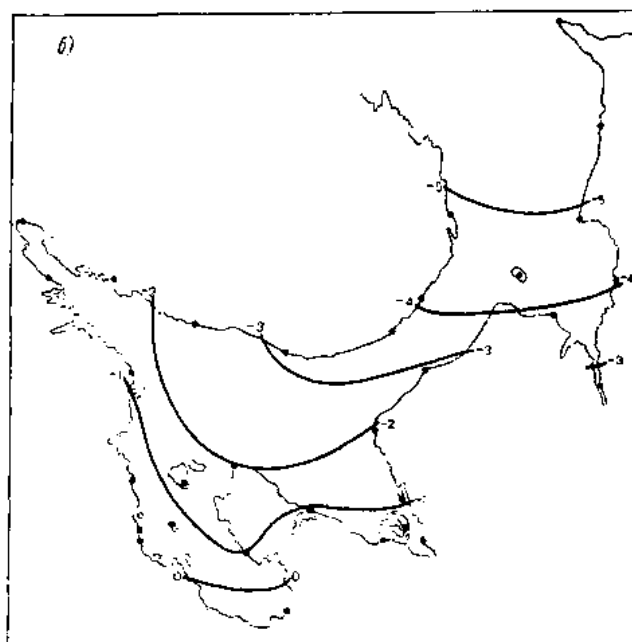


Рис. 3.7. Температура воздуха в аномально холодные сезоны, возможная 1 раз в 20 лет зимой (а), весной (б), летом (г), осенью (з), $^{\circ}\text{C}$.

севере Воронки (рис. 3.7 в и 3.8 а). Температура теплой осени, возможная 1 раз в 20 лет, на $4\text{--}5^{\circ}\text{C}$ и более выше холодного сезона такой же вероятности (рис. 3.7 з и 3.8 г).

Многолетний ход сезонной температуры воздуха за период 1883—1984 гг. по ст. Соловки дан на рис. 3.9, где горизонтальные линии обозначают среднее значение температуры за данный сезон. Во все сезоны года можно выделить несколько периодов повышений и понижений сезонной температуры.

рый продолжается и до настоящего времени. Наиболее холодными были весны в начале XX в. и в 60—70-е годы. Лето до десятилетия 1925—1934 гг. отличалось более низкой температурой, чем последующий период, в котором наиболее теплыми были сезоны с десятилетия 1929—1938 гг. по 1939—1948 гг. Наиболее холодные осени наблюдались до десятилетия 1916—1925 гг., затем в течение длительного времени происходили небольшие колебания температуры, а после десятилетия 1963—1972 гг. наметн-

лась тенденция к понижению осенних температур.

Аналогичный ход сезонной температуры характерен для всего моря, только в одних районах моря он выражен более ярко, а в других сглажен.

По сезонной температуре воздуха в аномально холодный и теплый сезоны, возможные 1 раз в 20 лет, определена сумма отрицательных средних суточных температур этой же вероятности (рис.

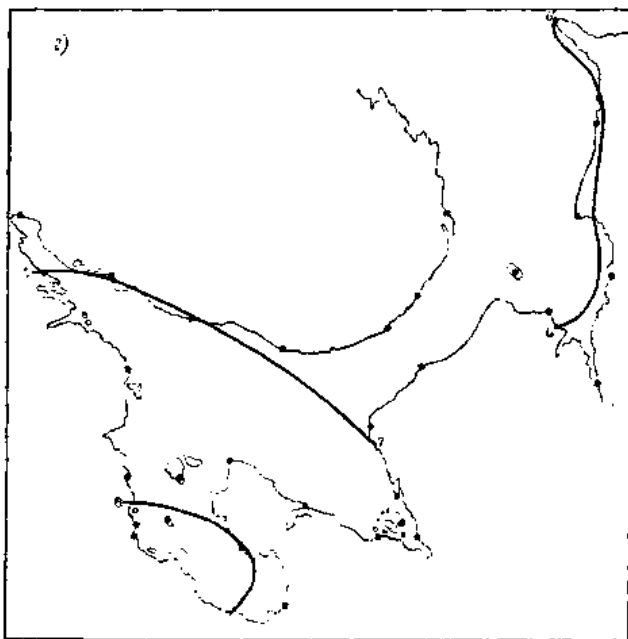
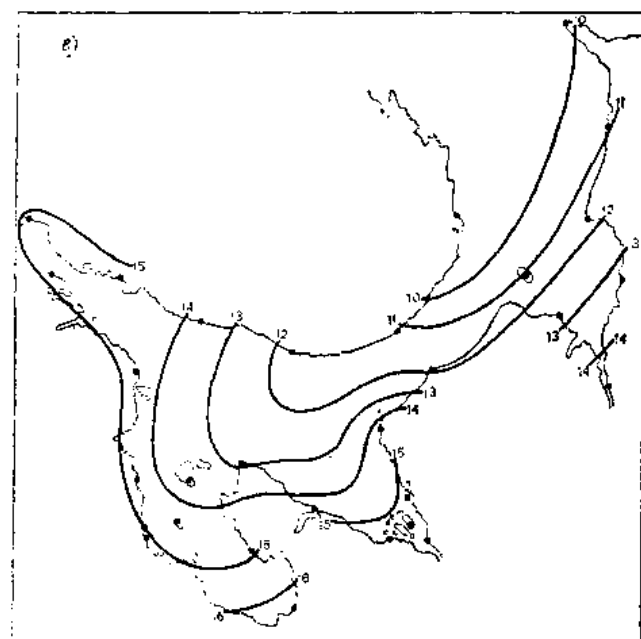
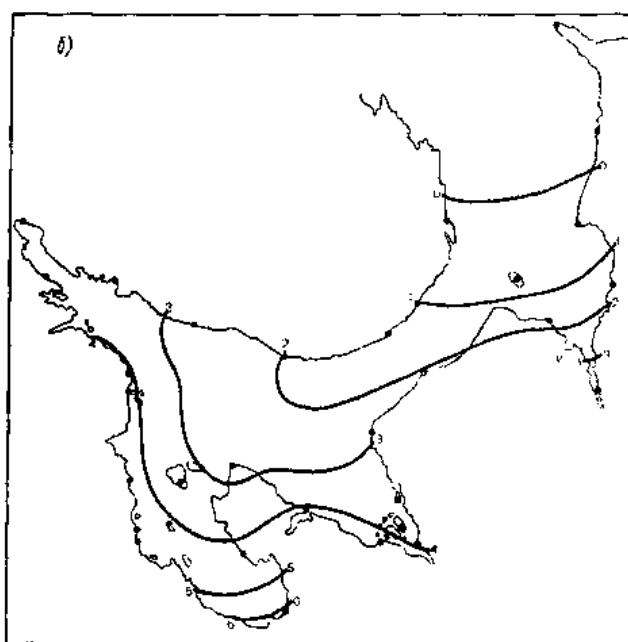
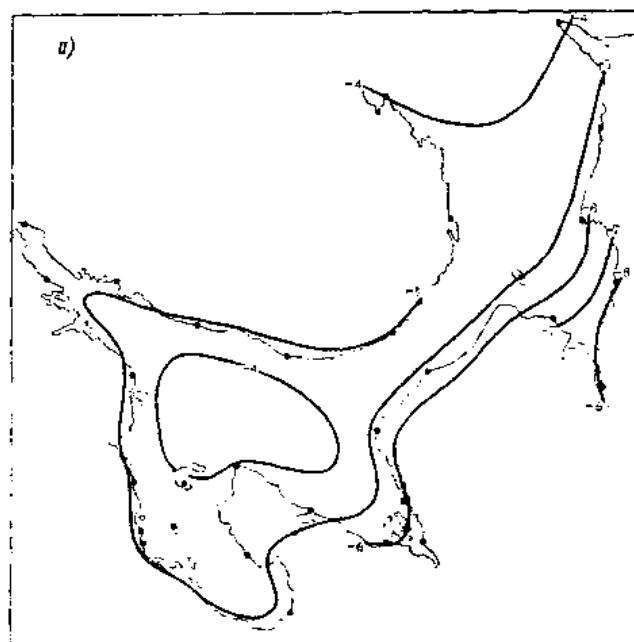


Рис. 3.8. Температура воздуха в аномально теплые сезоны, возможная 1 раз в 20 лет зимой (а), весной (б), летом (в), осенью (з), °С.

Для оценки интенсивности льдообразования на море определенный практический интерес представляет сумма отрицательных средних суточных температур (градусо-дней мороза), среднее многолетнее значение которой представлено на рис. 3.10 а. Распределение ее на акватории моря аналогично распределениям температуры воздуха в любой зимний месяц.

Существует тесная корреляционная связь ($r = 0.99$) между средней сезонной температурой $\bar{T}_{\text{сез}}$ и суммой градусо-дней мороза Q , а именно:

$$Q = 166\bar{T}_{\text{сез}} - 40. \quad (3.3)$$

3.10 б, в). Сравнение показывает, что сумма градусо-дней мороза в аномальные сезоны указанной вероятности различаются на 1000—1100 °С.

3.3. Суточный ход

Суточный ход температуры воздуха оценивается по средним многолетним значениям температуры воздуха за каждый час суток, полученным по записям термографов на береговых и островных станциях за период не менее 10 лет. Эти данные свидетельствуют, что на большей части моря наблюдает-

ся почти правильный синусоидальный суточный ход температуры с дневным максимумом и ночным минимумом (рис. 3.11). Но моменты наступления экстремумов неодинаковы в разные месяцы. Наиболее рано (12—14 ч) дневной максимум отмечается в первой половине зимы. При переходе от зимы к весне и к лету он наступает позже. В июле—ав-

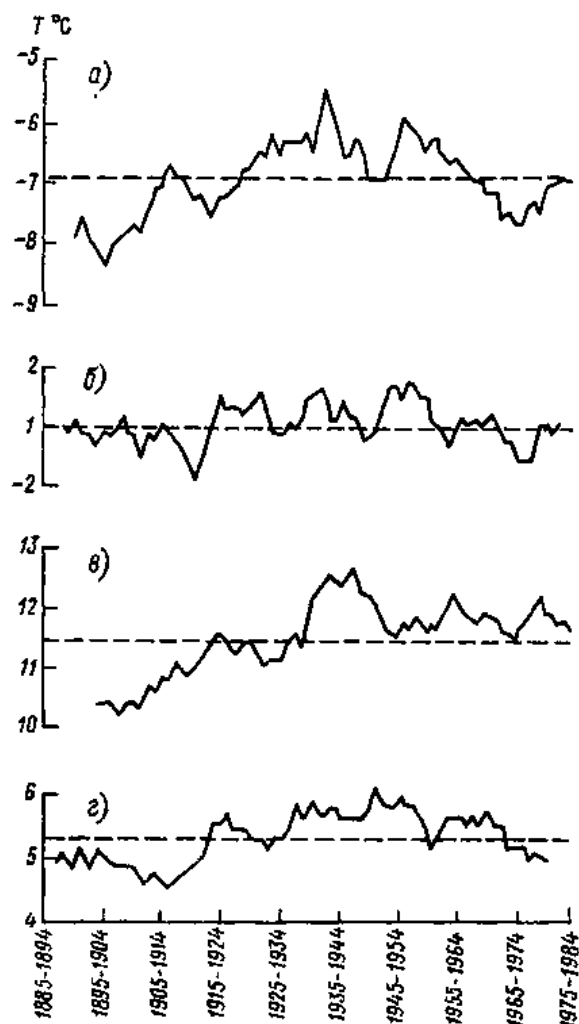


Рис. 3.9. Многолетние изменения сезонной температуры воздуха по скользящим десятилетиям. Соловки.

а — зима; б — весна; в — лето; г — осень.

густе наиболее высокая температура отмечается уже в 14—16 ч, а в Кандалакшском заливе — в 15—16 ч.

Минимальная температура обычно наблюдается за 1—2 ч до восхода Солнца. Например, на о. Мудьюг в декабре минимум приходится на 7—8 ч, а весной

и летом на более ранние часы. В Воронке и Басейне его наступление во время полярного дня в июне отмечается в 1 ч, а в остальных районах в 3 ч. В августе он смещается к 4—5 ч. Утренние минимумы имеют радиационное происхождение.

За полярным кругом зимой в период полярной ночи суточный ход температуры воздуха незначителен, амплитуда не превышает 0,2—0,3 °C, максимум наблюдается в вечерние или ночные часы. Ночные повышения температуры объясняются разными причинами [29]: разрушением приземной инверсии при адвекции тепла, конденсацией водяного пара с выделением скрытого тепла у верхней границы пленки холодного воздуха, увеличением облачности ночью. Вечернее возрастание температуры может быть следствием полусуточного изменения атмосферного давления воздуха, вызванного адиабатическим нагреванием [13]. В умеренных широтах указанные явления также возможны, но они не приводят к обращению суточного хода температуры воздуха, так как мало значимы по сравнению с определяющим влиянием радиационного фактора. Средиземное положение Белого моря приводит к определенному влиянию суши — увеличению амплитуды суточного хода, особенно заметному в заливах.

Основной характеристикой суточного хода температуры воздуха является амплитуда ее колебаний — разность между средними значениями температуры самого теплого и самого холодного часа. Как уже отмечалось, минимальные амплитуды наблюдаются в декабре—январе при отсутствии (на севере моря) или малом количестве (в более южных районах) солнечной радиации и преобладании пасмурного состояния неба (рис. 3.12, табл. 3.6). С увеличением высоты Солнца во второй половине зимы и весной амплитуда периодических суточных колебаний возрастает. Однако в апреле наблюдается некоторое замедление роста, а в мае — некоторое уменьшение суточных амплитуд, связанное с таянием льдов в море и снега на побережье и островах. Максимальные амплитуды отмечаются летом или весной (чаще в апреле). Весенний максимум амплитуды обусловлен значительным притоком солнечного тепла днем при малооблачном небе и ночным выхолаживанием поверхности моря, еще покрываемого льдом.

Суточные амплитуды летом мало отличаются от их значений весной в связи с тем, что формируются в условиях преобладания пасмурной погоды и туманов, хотя и при относительно большом притоке тепла в период длинного (или полярного) дня.

Значительную часть года наименьшие амплитуды суточных периодических изменений темпера-

Таблица 3.6

Суточная амплитуда периодических колебаний температуры воздуха, °C

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Канин Нос	0,1	0,3	1,1	1,7	1,5	2,2	2,3	1,9	1,2	0,6	0,2	0,1
Терско-Орловский			1,5	2,0	2,9	2,8	2,5	3,0	2,2	1,2		
Кандалакша	0,5	1,8	5,0	5,2	4,6	4,6	5,1	4,7	3,4	1,9	0,6	
Ковда	0,9	2,0	5,1	5,9	4,9	4,6	5,2	4,3	2,9	1,8	0,9	
Умба	0,8	1,9	4,5	5,4	4,6	5,2	5,0	4,5	3,4	1,8	0,7	
Сосновец	0,1	0,5	2,3	2,8	2,4	1,8	1,9	2,0	2,2	1,4	0,4	0,3
Мезень	0,4	1,6	4,8	6,2	5,3	6,9	7,5	6,4	3,6	1,8	0,7	0,4
Жижгин	0,2	0,9	2,4	2,7	2,7	3,0	2,4	2,4	1,4	0,7	0,2	0,2
Кемь-Порт	0,6	2,1	4,7	4,7	4,0	4,1	4,0	4,1	3,7	2,3	0,7	0,4
Мудьюг	0,4	1,8	4,9	5,0	3,9	4,5	4,9	4,1	2,6	1,2	0,5	0,3
Архангельск, Соломбала	0,8	2,3	5,5	6,2	5,7	6,4	7,0	6,1	3,9	2,0	0,7	0,3

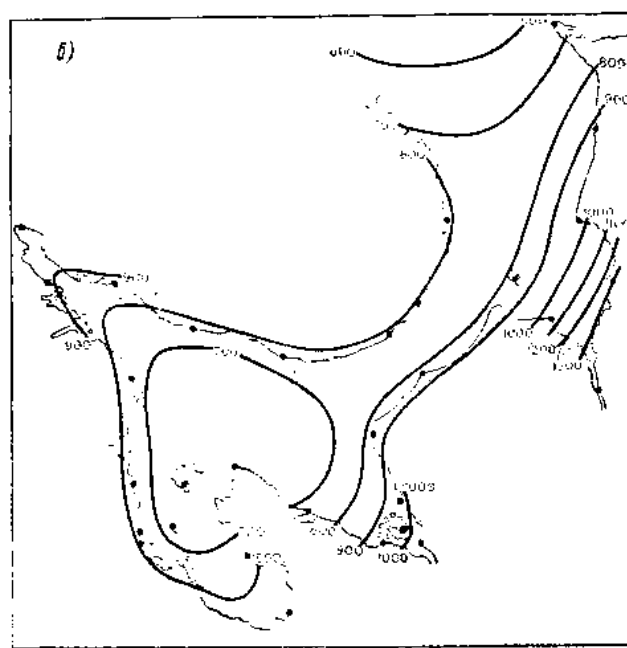
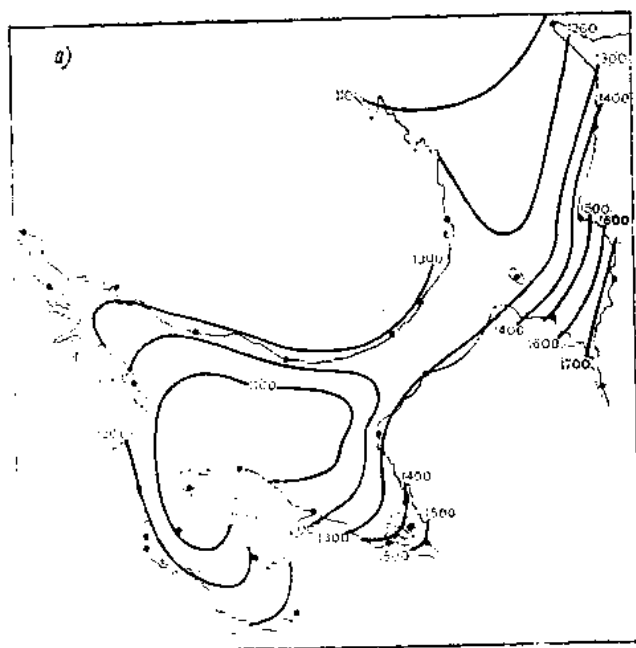


Рис. 3.10. Сумма градусо-дней мороза, °C
 а — средняя; б — наименьшая, возможная 1 раз в 20 лет; в —
 наибольшая, возможная 1 раз в 20 лет

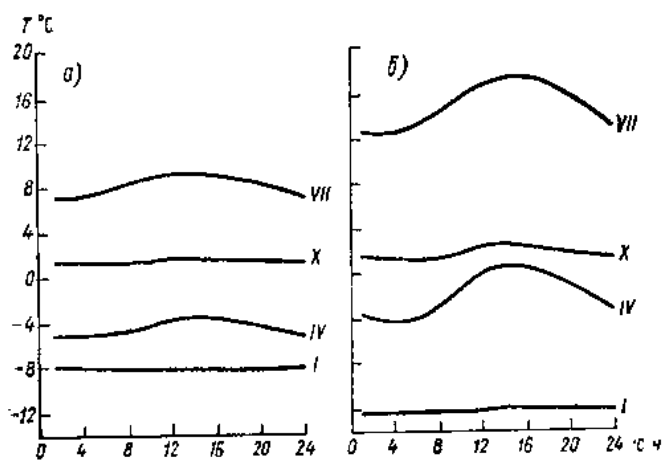
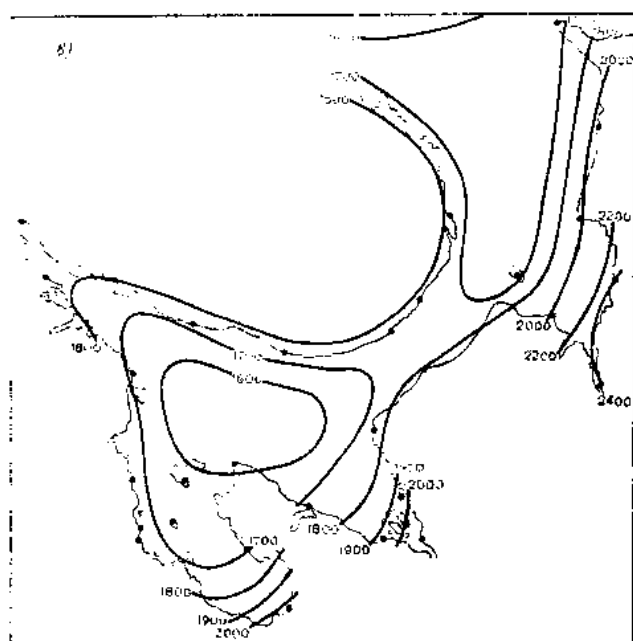


Рис. 3.11. Суточный ход температуры воздуха.
 а — Канин Нос; б — Мудьюг.

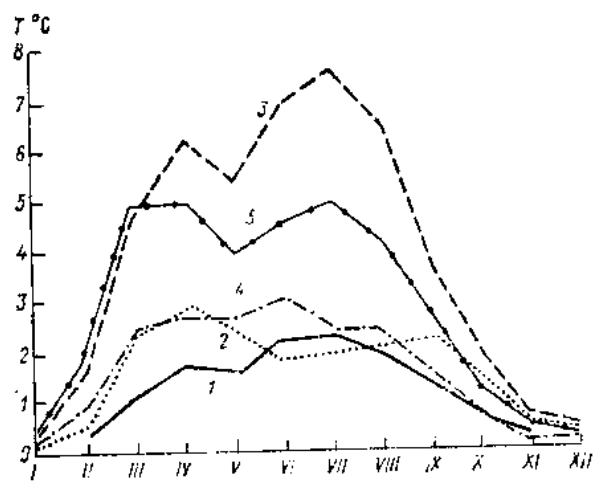


Рис. 3.12. Годовой ход суточной амплитуды температуры воздуха.
 1 — Канин Нос; 2 — Сосновое; 3 — Мезень; 4 — Жижгин;
 5 — Мудьюг.

Средняя суточная амплитуда температуры воздуха при ясном, полужасном небе и вне зависимости от состояния неба (по нижней облачности) [33], °C

Состояние неба	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Канин Нос. 1936—1960 гг.												
Ясно	5,6	6,0	5,9	5,9	5,9	8,1	8,3	6,4	4,5	3,5	4,8	5,3
Полужасно	5,8	5,9	5,8	4,5	4,2	6,0	6,5	5,3	4,0	3,7	4,4	5,4
Пасмурно	5,0	4,6	5,0	3,7	2,9	3,6	3,5	3,6	3,3	3,3	3,6	4,1
Вне зависимости от состояния неба	5,4	5,5	5,6	4,6	3,9	5,7	5,9	4,9	3,8	3,5	4,0	4,7
Кемь-Порт. 1936—1960 гг.												
Ясно	7,8	8,4	10,6	10,2	9,7	9,3	8,8	9,4	8,5	6,9	5,9	7,2
Полужасно	7,9	7,4	8,2	7,0	7,8	8,2	7,2	7,3	6,4	5,2	5,6	7,2
Пасмурно	5,4	4,9	5,0	4,5	4,8	5,4	4,9	4,2	3,8	3,6	3,7	4,4
Вне зависимости от состояния неба	7,1	6,9	8,3	7,6	7,6	8,1	7,5	7,4	6,1	4,8	4,7	6,0

туры наблюдаются в Воронке и в Бассейне. На мелководных заливах и побережье они в несколько раз выше, особенно в теплое время года (табл. 3.6).

Внутрисуточная изменчивость температуры воздуха может быть оценена также по разности между истинной максимальной и минимальной температурами за сутки. Средняя разность за месяц или год (табл. 3.7) всегда больше амплитуды среднего суточного хода. Различия обусловлены непериодическими изменениями температуры воздуха, связанными с синоптическими процессами. Поэтому средние значения амплитуды непериодических изменений температуры (а также их дисперсия) зимой, в период интенсивной циклонической деятельности больше, чем в теплое и переходное время года (табл. 3.8). Средние значения разности максимальной и минимальной температур содержат в себе и периодическую и непериодическую составляющие, а во время полярной ночи — почти полностью определяются непериодической изменчивостью погодных условий.

Распределение средней суточной амплитуды температуры воздуха на акватории моря в центральные месяцы сезонов дано на рис. 3.13. По ряду станций для построения карт использованы данные о средней суточной амплитуде, рассчитанной как разность между средней максимальной и средней минимальной температурами воздуха за месяц. Оценки показывают, что погрешность в среднем не превышает $\pm (0,2 \dots 0,3)$ °C. В январе средние значения суточных изменений температуры, обусловленные синоптической изменчивостью, в удаленных от побережья районах Бассейна и Воронки равны 5—6 °C и возрастают до 7—8 °C у побережья заливов, где периодические суточные изменения больше.

В апреле картина остается аналогичной зимней с незначительными изменениями на заливах у южного побережья, где амплитуда возрастает за счет увеличения периодической составляющей. В Воронке, наоборот, средняя суточная амплитуда несколько уменьшается вследствие того, что периодическая составляющая возрастает здесь не столь заметно, а непериодические изменения резко уменьшаются с сезонными изменениями в циркуляции атмосферы. Летом (июль) средние суточные амплитуды возрастают по сравнению с зимой и весной над всем морем до 6—7 °C и особенно у южного побережья заливов (до 9—10 °C). Это увеличение в период ослабленной циркуляции атмосферы на 60—70% объяснено периодическим внутрисуточным изменением температуры.

В октябре над морем отмечаются наименьшие в году суточные изменения температуры воздуха (3—5 °C), причем на севере моря они почти полностью соответствуют непериодическим изменениям, а на юге периодические и непериодические составляющие приблизительно равны.

Приведенные значения являются средними, полученными независимо от состояния неба. Влияние облачности и влажности воздуха на суточный ход температуры является наиболее значительным и непостоянным, так как зависит от циркуляции атмосферы и состояния поверхности моря. При пасмурной погоде амплитуда обычно меньше, чем при ясной, так как уменьшаются и приток тепла от Солнца и эффективное излучение (табл. 3.7). При ясном небе зимой, когда приток солнечной радиации минимальный, амплитуда обусловлена в основном ночным излучением и, следовательно, зависит от термического состояния поверхности моря.

Таблица 3.8

Средние значения непериодических амплитуд, °C

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Канин Нос	5	5	4	3	2	4	3	3	3	3	4	5
Мезень	8	6	4	2	3	4	3	3	3	3	4	7
Кемь-Порт	6	5	4	3	4	4	3	3	2	2	4	5
Архангельск, Соломбала	6	4	3	2	3	3	3	3	2	2	4	5

В отдельные дни суточные амплитуды довольно значительны (табл. 3.9) и наблюдаются преимущественно в зимнее время при резких изменениях погоды. Вероятность как больших (более $20-25^{\circ}\text{C}$), так и малых (менее 1°C) суточных изменений тем-

п летом, наименьшая — осенью. Между средним значением амплитуды и ее изменчивостью существует тесная корреляционная связь, объясняемая тем, что в статистическом распределении, ограниченном слева нулем, увеличение изменчивости вызывает

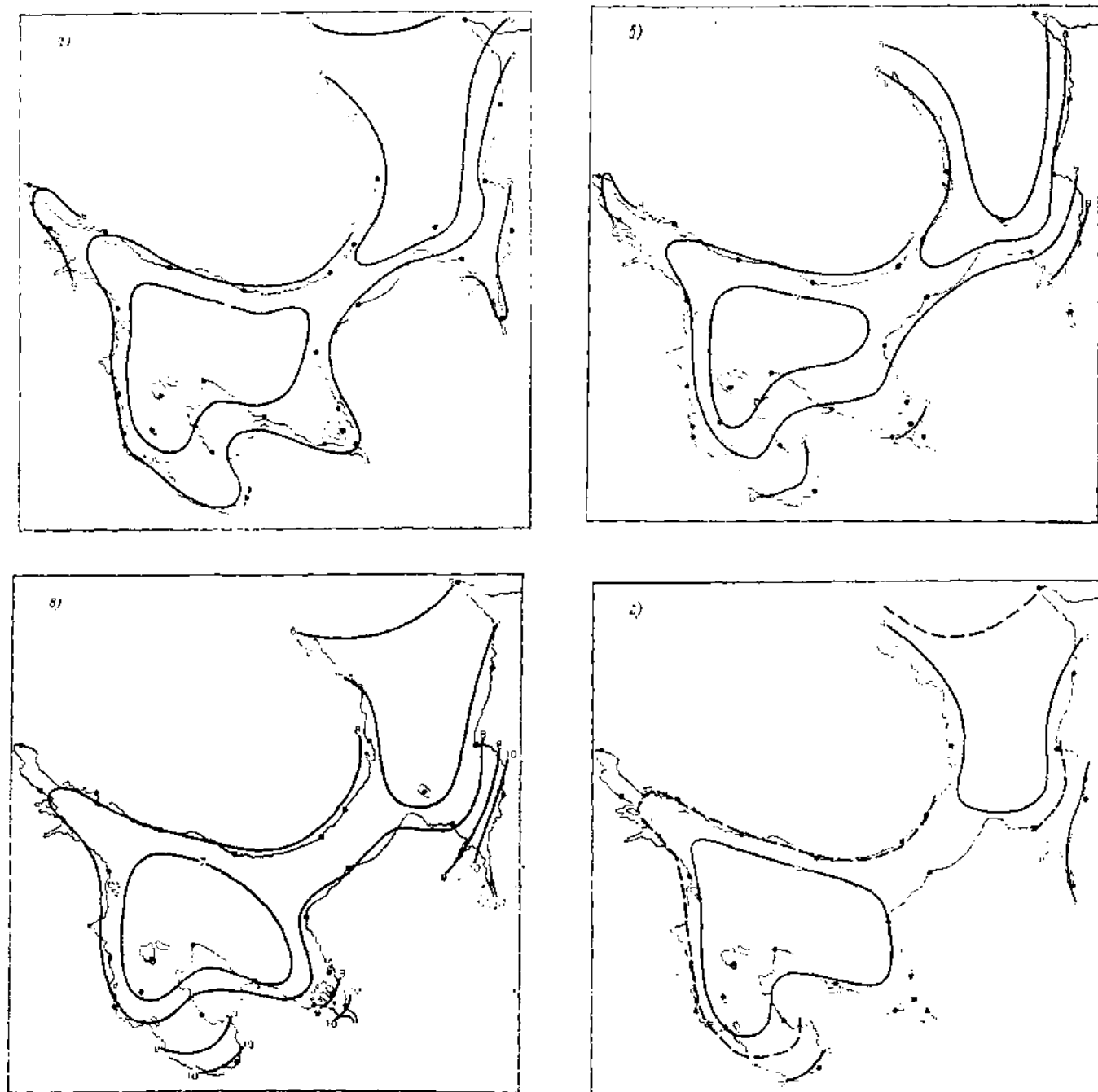


Рис. 3.13. Средняя суточная амплитуда температуры воздуха (вне зависимости от состояния неба) в январе (а), апреле (б), июне (в), октябре (г), $^{\circ}\text{C}$.

ператур невелика и составляет $0,1-0,2\%$. Наиболее часто отмечаемые суточные амплитуды зимой на севере моря приходятся на градации $1-7^{\circ}\text{C}$, на юге — на $4-10^{\circ}\text{C}$. В начале зимы (ноябрь—декабрь), когда воды моря обладают еще достаточно высокой энтальпией и велико их отепляющее действие на прилегающие слои воздуха, наиболее часто отмечаются суточные амплитуды от 1 до 4°C . Во второй половине зимы модальное значение амплитуд возрастает и смещается на градацию $4-7^{\circ}\text{C}$. Наибольшая изменчивость амплитуд (σ_A) отмечается зимой

рост среднего и наоборот. Таким образом, по распределению средних суточных амплитуд по акватории моря можно судить и об их изменчивости в различных его районах.

3.4. Междусуточная изменчивость

В качестве климатической характеристики устойчивости погодных процессов служат также междусуточные изменения температуры воздуха.

Междусуточную изменчивость в январе и июле на территории СССР исследовала Е. С. Рубинштейн [28, 29]. Для более подробного анализа этой характеристики использованы наблюдения береговых и островных станций в основном за период 1936—1960 гг. [32, 33].

Годовой ход междусуточной изменчивости имеет два максимума и два минимума. Основной максимум наблюдается зимой в период наибольшей интенсивности циклонической деятельности. Второй, относительно небольшой максимум, отмечаемый летом, обусловлен частой сменой теплого воздуха, выносимого с суши, холодным воздухом с Баренцева моря, поступающим с преобладающими северными ветрами. Минимумы междусуточной изменчивости приходятся на переходные сезоны. Весной он вызван значительной затратой тепла при таянии льдов, что ограничивает пределы вариации температуры воздуха. В южных районах моря это наблюдается в апреле, на севере — в мае. Осенний минимум совпадает по времени с высокой энтальпией вод моря, когда на фоне сезонного понижения температуры воздуха и малом притоке солнечного тепла происходит интенсивная теплоотдача с поверхности моря в атмосферу. Циркуляция атмосферы в это время еще недостаточно активна, чтобы привести к заметному росту междусуточной изменчивости температуры воздуха, перекрыв влияние теплообмена.

По мере образования ледяного покрова теплообмен с атмосферой затрудняется, и изменчивость температуры воздуха возрастает с ростом интенсивности циркуляции атмосферы. Распределение средней (абсолютной) междусуточной разности температуры воздуха на акватории моря (рис. 3.14) во многом соответствует распределению температуры воды и в общих чертах характерно почти для всех

месяцев холодного времени года. В январе область наименьшей междусуточной изменчивости температуры воздуха $2,5^{\circ}\text{C}$ и менее имеет место над свободной ото льда поверхностью северной части Вонронки и в Бассейне, которая образуется вследствие быстрой трансформации холодных воздушных масс над теплой водой. В прибрежной зоне и над замерзающими мелководными заливами междусуточные изменения температуры воздуха увеличиваются, так как любое даже непродолжительное прояснение не-

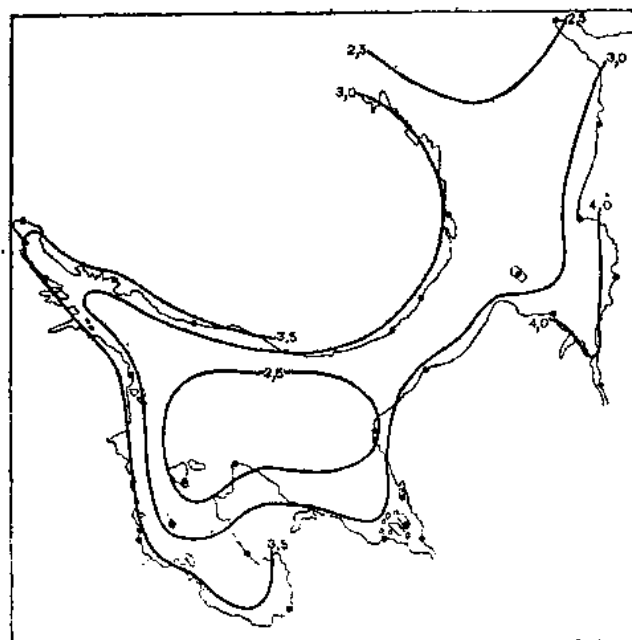


Рис. 3.14. Междусуточные изменения температуры воздуха в январе, $^{\circ}\text{C}$.

Таблица 3.9

Повторяемость суточной амплитуды температуры воздуха в различных пределах (вне зависимости от состояния неба) [32], %

Амплитуда, $^{\circ}\text{C}$													
от	до	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Канин Нос. 1936—1960 гг.													
0,0	0,9	0,1	0,2		0,1	0,3	0,1				0,5	0,1	0,3
1,0	3,9	33,1	29,3	27,2	45,3	59,3	38,7	33,2	43,9	60,6	67,9	58,1	45,9
4,0	6,9	44,1	46,0	49,4	39,6	31,5	29,9	33,9	37,3	35,8	29,2	33,7	35,7
7,0	9,9	15,8	19,1	16,7	13,2	7,6	18,8	20,6	14,3	3,5	2,3	7,2	14,9
10,0	12,9	4,3	3,3	4,8	1,7	1,0	8,6	9,5	4,0	0,1	0,1	0,8	2,6
13,0	15,9	2,2	1,9	1,6	0,1	0,3	3,3	2,3	0,4			0,1	0,3
16,0	18,9	0,4		0,3			0,5	0,5	0,1				0,3
19,0	21,9						0,1						
22,0	24,9		0,2										
Наибольшая		18,8	23,2	17,0	14,9	14,3	20,3	18,0	17,8	12,0	11,3	13,2	16,8
Наименьшая		0,7	0,7	1,3	0,9	0,8	0,9	1,1	1,4	1,3	0,8	0,8	0,9
Кемь-Порт. 1936—1960 гг.													
0,0	0,9		0,1	0,1		0,1						0,1	0,4
1,0	3,9	21,0	20,2	13,7	15,4	16,4	10,0	10,4	15,8	25,4	42,3	47,8	34,7
4,0	6,9	35,6	35,6	27,8	32,6	31,4	32,5	38,4	33,8	37,4	40,1	34,0	31,1
7,0	9,9	23,5	27,2	27,9	27,4	27,0	30,2	30,1	28,4	27,6	15,1	12,3	18,7
10,0	12,9	12,3	11,7	16,1	17,4	15,2	17,8	15,3	16,8	8,7	2,1	4,4	11,4
13,0	15,9	4,5	4,0	10,1	5,3	8,1	7,0	4,7	4,4	0,9	0,4	1,3	3,0
16,0	18,9	2,1	1,1	2,7	1,6	1,4	2,1	1,0	0,8			0,1	0,5
19,0	21,9	0,6		1,3	0,3	0,4	0,4	0,1					0,1
22,0	24,9	0,3	0,1	0,3									0,1
25,0	27,9	0,1											
Наибольшая		25,3	23,3	23,8	19,2	20,2	20,5	20,0	18,4	14,0	13,6	16,5	22,0
Наименьшая		1,1	0,5	0,8	1,4	0,9	1,4	1,8	1,3	1,3	1,4	0,8	0,7

ба приводит к быстрому выхолаживанию и понижению температуры воздуха. При этом создаются условия для возникновения тонкой пленки выхолаженного воздуха вблизи подстилающей поверхности с инверсионной стратификацией атмосферы. При усилении ветра, образовании облачности или адвекции воздушных масс пленка разрушается и, как следствие, повышается температура воздуха.

Весной (рис. 3.15) с уменьшением интенсивности циркуляции атмосферы уменьшается и междусуточ-

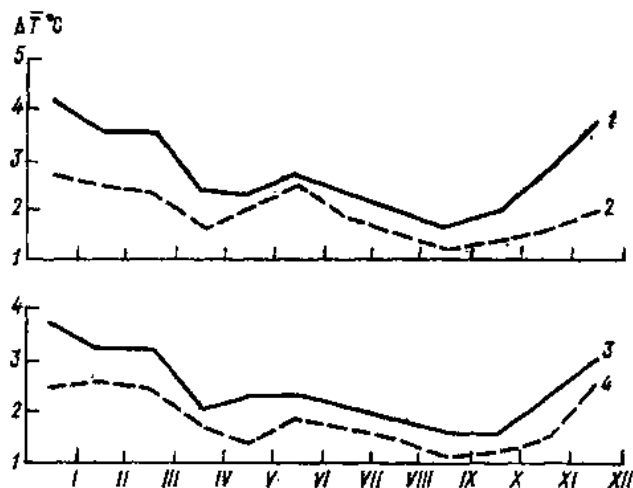


Рис. 3.15. График годового хода средней междусуточной разности температуры воздуха.

1 — Мезень; 2 — Жужмуй; 3 — Архангельск; 4 — Каннин Нос.

ная изменчивость температуры воздуха, а благодаря льдотаянию, которое начинается в это время на юге моря, сглаживаются и пространственные различия. В открытых районах моря средняя междусуточная изменчивость равна 1,7—1,9°C, у побережий и на заливах — 2,0—2,4°C.

Летом она находится в тех же пределах, что и весной (1,7—3,0°C), а осенью (в сентябре) достигает минимальных значений: 1,1—1,4°C в открытых районах моря и 1,5—1,8°C у западных и южных берегов.

Междусуточная изменчивость температуры воздуха претерпевает многолетние изменения, связанные с естественными изменениями атмосферной циркуляции. На севере европейской части СССР (Кола, Архангельск) в 30-е и 40-е годы отмечалась явная тенденция к падению междусуточной изменчивости в зимний период [29]. Затем наметился некоторый рост ее. За последние 30 лет падение наблюдалось также в 50-е годы и в середине 70-х годов, а наибольшие значения отмечены в 60-е годы. Так, сравнение данных за 1936—1960 и 1961—1980 гг. по станции Каннин Нос показало, что температура последнего 20-летия отличается несколько большей изменчивостью во все сезоны года [14].

Для более полной характеристики междусуточной изменчивости температуры воздуха кроме средних значений междусуточных разностей приведены характеристики их временной изменчивости.

Осенью и зимой отрицательные междусуточные изменения температуры воздуха (понижения) возможны чаще, чем положительные (повышения), а весной и летом, наоборот, рост температуры воздуха от суток к суткам отмечается чаще, чем падение (табл. 3.10).

Таблица 3.10

Повторяемость знака междусуточных изменений температуры воздуха, %

Станция	I		IV		VII		X	
	+	—	+	—	+	—	+	—
Каннин Нос	47,5	52,5	53,4	46,6	53,3	46,7	44,1	55,9
Моржовец	45,8	54,2	49,9	50,1	51,6	48,4	44,5	55,5
Кемь-Порт	47,8	52,2	50,6	49,4	52,4	47,6	43,3	56,7
Онега	49,0	51,0	51,2	48,8	54,4	45,6	42,4	57,6

Весной заметное преобладание положительных междусуточных разностей отмечается на севере моря (Каннин Нос) и у южных берегов (Онега). Летом такое соотношение наблюдается по всей акватории моря. Зимой и особенно осенью повышения температуры воздуха более кратковременны, чем понижения (табл. 3.11).

Таблица 3.11

Средняя продолжительность сохранения знака междусуточных изменений температуры воздуха, сут

Станция	I		IV		VII		X	
	+	—	+	—	+	—	+	—
Каннин Нос	2,0	2,1	2,2	2,1	2,1	2,1	1,8	2,1
Моржовец	2,0	2,3	2,1	2,1	2,1	2,0	1,9	2,3
Кемь-Порт	2,0	2,2	2,0	2,0	2,2	2,0	1,7	2,1
Онега	2,2	2,3	2,2	2,1	2,5	2,2	1,7	2,2

жительные изменения температуры несколько продолжительнее отрицательных. В среднем знак сохраняется около 2 сут. Средняя интенсивность повышений и понижений температуры воздуха претерпевает сезонные и пространственные изменения (табл. 3.12). Зимой в Воронке повышения темпера-

Таблица 3.12

Средние значения повышений (+) и понижений (—) температуры воздуха за сутки, °C

Станция	I		IV		VII		X	
	+	—	+	—	+	—	+	—
Каннин Нос	2,9	2,6	1,5	1,3	1,6	1,6	1,3	1,3
Моржовец	3,1	2,9	1,9	1,8	1,8	1,9	1,3	1,4
Кемь-Порт	4,0	4,1	2,1	1,9	2,0	1,9	2,1	1,9
Онега	4,1	4,3	2,2	2,0	1,9	2,2	2,0	1,8

туры более значительные, чем понижения, а в южной части моря, более изолированной от Баренцева моря и подверженной влиянию суши, наоборот, более значительны понижения. Весной в связи с сезонным ростом температуры воздуха междусуточные повышения температуры повсеместно превышают понижения. В следующие сезоны понижения и повышения температуры воздуха за сутки в Воронке в среднем почти одинаковы. У южных берегов заливов летом положительные, а в октябре отрицательные изменения температуры несколько превышают.

Междусуточные разности температуры воздуха в 80—95% случаев сохраняют знак до 3 сут, причем в 35—55% случаев рост или падение температуры происходит только в течение 1 сут, а в 25—35% случаев — 2 сут и в 10—20% случаев — 3 сут (табл. 3.13). Понижения или повышения температуры воздуха, продолжающиеся 7—8 сут, — очень редкое явление.

Таблица 3.13

Повторяемость периодов повышения (+) и понижения (—) температуры воздуха различной продолжительности, %

Станция	Месяц	Знак	Продолжительность периода, сут						
			1	2	3	4	5	6	1—3
Канин Нос	Январь	+	43,4	30,3	16,4	5,3	2,6	2,0	90,1
		—	43,0	25,0	15,4	11,5	3,2	1,9	83,4
	Май	+	39,0	29,2	14,9	9,7	3,9	3,3	83,1
		—	41,7	28,5	19,4	6,9	1,7	2,1	89,6
	Июль	+	37,6	27,5	18,8	6,7	7,4	2,0	83,9
		—	45,7	21,0	22,2	6,8	1,2	3,1	88,9
Моржовец	Октябрь	+	49,0	27,2	15,6	6,8	1,4		91,8
		—	37,9	27,6	12,4	13,1	6,2	2,8	77,9
	Январь	+	43,6	28,2	22,6	2,4	0,8	1,6	94,4
		—	35,8	34,4	14,1	5,5	5,5	3,1	84,3
	Апрель	+	41,7	28,3	16,7	5,8	5,0	1,7	86,7
		—	38,5	32,0	16,4	7,4	4,1	0,8	86,9
Онега	Июль	+	42,0	27,3	17,6	9,2	2,3	0,8	86,9
		—	41,8	30,7	13,4	11,0	3,1		85,9
	Октябрь	+	45,2	29,0	15,3	10,5			89,5
		—	33,2	31,0	15,9	11,1	4,8	2,4	80,1
	Январь	+	42,0	27,0	12,6	9,2	7,6	0,8	81,6
		—	35,5	30,5	17,4	9,1	4,1	1,7	83,4
Онега	Апрель	+	39,2	25,0	21,7	9,2	3,3	0,8	85,9
		—	43,0	27,3	19,8	4,0	2,5	1,7	90,1
	Июль	+	24,8	34,5	15,9	12,4	9,7	1,8	75,2
		—	33,6	28,0	26,4	8,2	2,0	0,9	88,0
	Октябрь	+	55,6	29,3	11,2	2,3	0,8		96,1
		—	42,0	23,2	17,4	6,5	8,0	2,9	82,6

Сезонные различия в повторяемости периодов с сохранением знака изменения температуры складываются следующим образом. Зимой и осенью кратковременные (1—2 сут) повышения температуры наблюдаются чаще (70—85%), чем понижения (65—70%). Продолжительные периоды (4 сут и более), наоборот, чаще возможны при понижениях температуры. Они связаны с арктическими вторжениями и последующим выхолаживанием воздуха в стационарных антициклонах при малооблачной погоде. Повышения температуры происходят при выносах теплого воздуха в циклонических образованиях, имеющих обычно большую скорость перемещения. Кроме того, теплый воздух быстро трансформируется над морем, покрытым льдом. Весной и летом наблюдается обратное соотношение, т. е. кратковременные понижения отмечаются несколько чаще (60—78%), чем кратковременные повышения (60—70%), а продолжительные периоды более вероятны при повышениях температуры. Повторяемость длительных периодов изменения температуры воздуха того и другого знака зимой больше в Воронке, чем в южной части моря, а летом увеличивается к вершинам заливов. Проявляется некоторая закономерность в наступлении наибольших междусуточных изменений температуры воздуха в зависимости от продолжительности периода. При сохранении знака междусуточных изменений в течение 2 сут наиболее резкий рост температуры в холодное

время года приходится на первые, а в теплую — на вторые сутки. Резкие понижения температуры, наоборот, чаще приходится на вторые сутки и только летом на юге моря — на первые. При повышении температуры воздуха в течение 3 сут, наибольшие изменения во все сезоны происходят на вторые сутки. При такой же длительности понижения температуры наибольшие изменения приходятся также на вторые сутки и только на севере моря весной и летом — на первые. При сохранении знака до 4 сут значительное повышение температуры возможно в основном в холодный период на третьи, а в теплый — на вторые сутки. Столь же длительные понижения вызывают наиболее резкое падение температуры зимой и весной на третьи сутки, а летом — первые — вторые сутки.

3.5. Повторяемость и продолжительность низкой температуры

Понятие «низкая температура» не является однозначным. Пороговые значения температуры определяются с учетом температурного режима конкретного географического района и того, какое неблагоприятное воздействие оно оказывает. Учет продолжительности низкой температуры на Белом море необходим при производстве работ на открытом воздухе и оценке условий ледообразования и плавания судов. При выполнении работ на открытом воздухе предусматриваются перерывы на обогрев или сокращение рабочего дня (в зависимости от скорости ветра) при температуре воздуха — 20 °C и ниже.

Режим низких температур охарактеризован средним многолетним числом дней с температурой ниже —20, —30 °C и продолжительностью действия этих температур. За день с низкой температурой принимались сутки, когда минимальная температура равна или ниже этого предела. При этом продолжительность сохранения низкой температуры может быть самой разной: от нескольких минут до 24 ч. Из этого числа дней можно выделить такие, когда температура ниже определенного предела держится большую часть суток или в течение полных суток. В такие дни и средняя суточная температура также опускается ниже определенного предела, что особенно сильно влияет на разные сферы производственной деятельности человека. Продолжительность периодов с непрерывной низкой температурой воздуха вычислена по данным термографов. При расчетах по 4-срочным наблюдениям данные одного срока экстраполировались на 6 ч.

На режим низких температур воздуха большое влияние оказывает энthalпия вод моря путем теплообмена через поверхность с атмосферой и состояние его поверхности (вода, лед). Поэтому распределение числа дней с низкой температурой воздуха имеет большое сходство с распределением температуры воды на поверхности моря в холодное время года и существенно отличается весной и осенью, когда длительность периода с отрицательной температурой воздуха зависит от времени устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °C, а следовательно, от широты места и связанных с ней высоты Солнца и притока тепла от него.

В северной части Воронки и в центральной части Бассейна, где поверхность моря почти до февраля свободна ото льда, наблюдается всего около 10 сут, когда минимальная температура воздуха опускается

до -20°C и ниже (рис. 3.16 а). На заливах число таких дней увеличивается от 15 до 30 у побережий. Наиболее часто температура опускается ниже указанного предела в Мезенском заливе (более 40 сут).

На рис. 3.16 б дано число дней со средней суточной температурой -20°C и ниже. В удаленных от побережий районах моря оно в 3—4 раза меньше, чем число дней с минимальной температурой, так как морозы ниже -20°C в 65—75% случаев кратковременны и держатся меньше половины су-

число дней с такими морозами в районах открытого моря приходится на февраль, когда его поверхность покрывается льдом и потоки тепла в атмосферу уменьшаются. В это время наблюдается в среднем 3—5 сут с минимальной и 1—2 сут со средней суточной температурой ниже -20°C (табл. 3.15). В вершинах заливов, где особенно заметно зимнее выхолаживающее влияние суши, а также на их побережьях морозы ниже -20°C отмечаются чаще в январе (7—11 сут с минимальной и 3—5 сут со

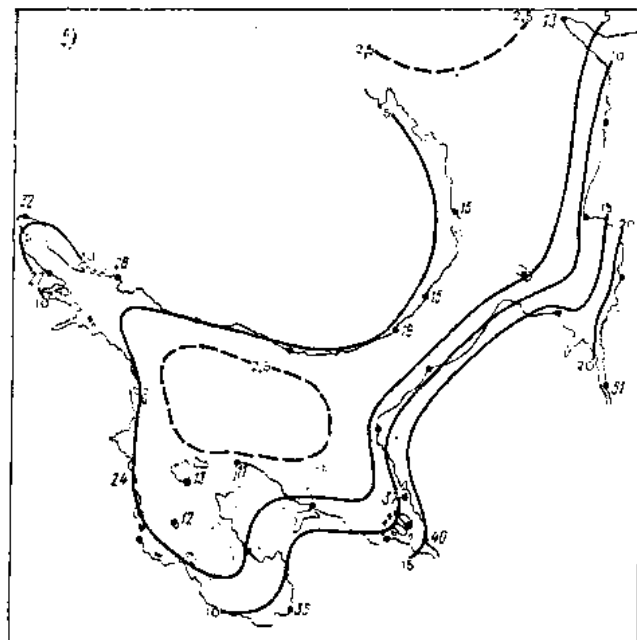
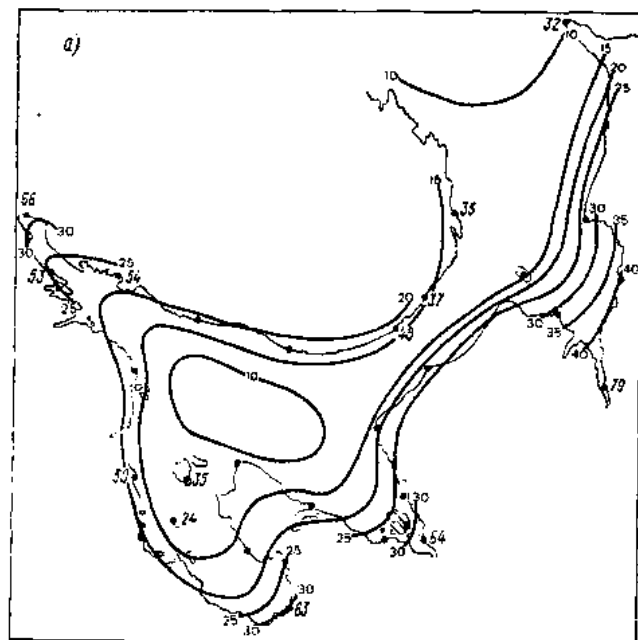


Рис. 3.16. Число дней с температурой воздуха -20°C и ниже.

а — минимальной; б — средней суточной; у станции показано число дней, возможное 1 раз в 20 лет.

ток. Над мелководными заливами и особенно на их побережьях доля кратковременных морозов несколько уменьшается, а продолжительных возрастает. Это следует из того, что число дней со средней суточной температурой ниже указанного предела лишь вдвое меньше, чем минимальной (Мезень, Архангельск).

Понижения температуры воздуха до -20°C и ниже в ночные часы могут наблюдаться уже в октябре на вершинах заливов (Мезень, Архангельск, Онега) и в ноябре на большей части моря, но над морем они не ежегодны (табл. 3.14). Наибольшее

средней суточной температурой). В начале зимнего сезона (ноябрь—декабрь), когда море обладает еще достаточными запасами тепла и происходит значительный приток его через поверхность в атмосферу, понижения температуры до -20°C и ниже происходят реже, чем в конце зимы — в апреле и в марте соответственно. На вершинах заливов число дней с минимальной температурой $\leq -20^{\circ}\text{C}$ в декабре и в марте примерно одинаково, а со средней суточной температурой — в декабре даже больше, чем в марте, что является характерной чертой климата суши.

Таблица 3.14

Число дней с минимальной температурой воздуха -20°C и ниже

Станция	X	XI	XII	I	II	III	IV	а	б
Каппи Нос		0,05	1,1	2,2	3,4	3,5	0,2	10,5	8,2
Терско-Орловский		0,03	1,5	3,2	4,5	2,7	0,04	12,0	
Кандалакша		1,0	6,0	9,7	9,1	6,5	1,0	33,3	
Ковда		0,4	3,4	7,2	7,0	4,9	0,6	23,5	
Умба		0,7	4,3	6,8	7,0	4,6	0,7	24,1	
Сосновец		0,02	1,0	3,5	4,7	3,8	0,4	13,4	9,3
Пляйца		0,1	2,0	5,0	6,5	6,3	0,4	20,3	
Мезень	0,2	2,9	8,8	11,8	10,6	7,9	1,5	43,7	15,3
Соловки			1,1	3,6	4,5	2,7	0,1	12,0	8,8
Кемь-Порт		0,3	2,9	6,9	6,8	4,2	0,1	21,2	12,3
Жужмуй			1,2	3,1	2,4	0,8		7,5	6,3
Архангельск, Солом-бала	0,01	1,2	6,5	9,1	8,3	5,4	0,4	30,9	13,9
Онега	0,03	0,8	5,9	9,0	8,5	5,8	0,5	30,5	13,7

Примечание. а — среднее число за год.

В отдельные годы число дней с низкой температурой может сильно отличаться от приведенных средних значений. Среднее квадратическое отклонение числа дней со средней суточной температурой ниже указанного предела возрастает с севера на юг почти в 2 раза (от 4—5 сут в Воронке до 8—9 на юге заливов). Число дней с минимальной температурой ниже -20°C более изменчиво во времени, чем со средней суточной (рис. 3.17).

Наибольшее число дней, возможное 1 раз в 20 лет, может быть рассчитано по данным о средних

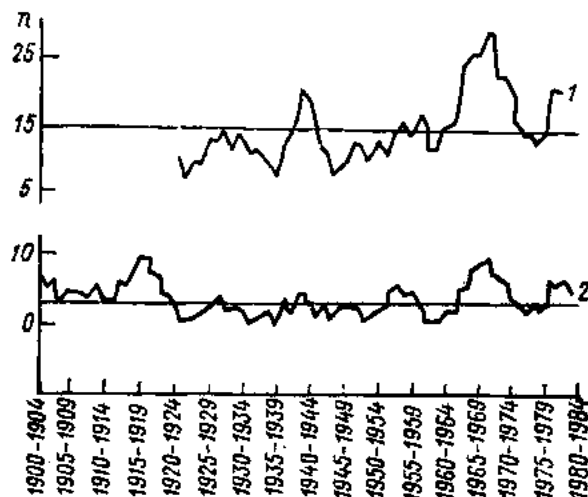


Рис. 3.17. Многолетний ход числа дней (n) со средней суточной температурой воздуха -20°C и ниже по скользящим пятилетиям.

1 - Мудьюг; 2 - Сосновец.

значениях (см. рис. 3.16, табл. 3.14, 3.15) в соответствии с уравнением

$$n_{20} = 7,0 \bar{n}^{0,65}, \quad (3.4)$$

где n_{20} — наибольшее число дней с минимальной (или средней суточной) температурой -20°C и ниже за год, возможное 1 раз в 20 лет; $\bar{n}$ — среднее многолетнее число дней с минимальной (или средней суточной) температурой за год.

В северной части Воронки и в центре Бассейна, где среднее число дней с температурой -20°C и ниже равно 10 и менее, 1 раз в 20 лет наибольшее

число дней может составить около 30, а в районах, где наблюдается в среднем 30 дней с температурой $\leq -20^{\circ}\text{C}$, 1 раз в 20 лет следует ожидать около 60 дней с такими морозами.

Суммарная за год продолжительность температуры -20°C и ниже изменяется по акватории моря от 50 ч на севере Воронки до 300 ч на побережьях

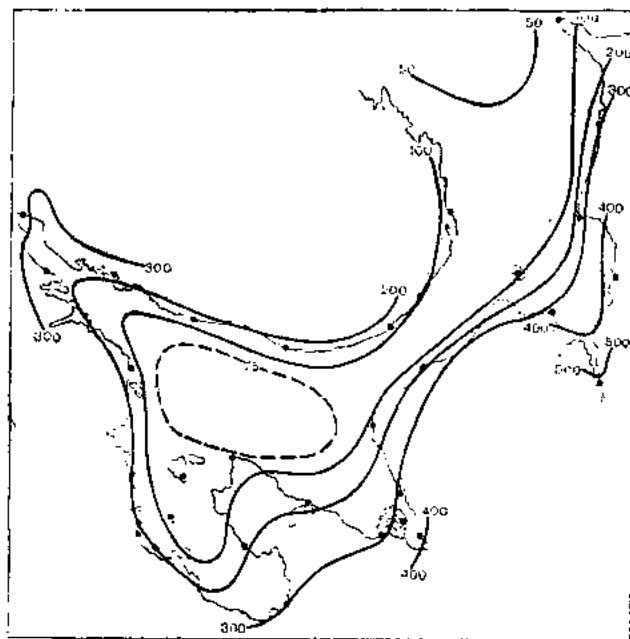


Рис. 3.18. Суммарная продолжительность (τ) температуры воздуха -20°C и ниже. Год.

заливов Бассейна и 400 ч в Мезенском заливе (рис. 3.18).

Пространственное распределение суммарной продолжительности в основном повторяет распределение числа дней с низкой температурой (рис. 3.16). Между числом дней со средней суточной температурой $\bar{n}_c$ и суммарной продолжительностью $\bar{\tau}_c$ существует корреляционная связь:

$$\bar{\tau}_c = 27\bar{n}_c + 10. \quad (3.5)$$

Среднее число непрерывных периодов с температурой -20°C и ниже в 1,5—2 раза меньше, чем число дней с такой температурой, так как только

Таблица 3.15

Число дней со средней суточной температурой воздуха -20°C и ниже

Станция	X	XI	XII	I	II	III	IV	$\bar{n}$	σ
Канин Нос			0,2	0,6	1,2	1,4	0,02	3,4	
Терско-Орловский			0,3	1,4	1,2	0,9		3,8	
Кандакша		0,2	2,1	3,8	3,3	1,1		10,5	
Ковда		0,1	1,2	2,6	2,8	1,1		7,8	
Умба		0,1	1,6	2,7	2,9	1,0		8,3	
Сосновец			0,2	1,2	1,4	1,0	0,02	3,8	4,6
Пялица			0,4	1,5	1,9	1,2		5,0	
Мезень	0,02	1,1	5,5	7,2	5,5	2,9	0,1	22,3	10,6
Жижгин			0,2	1,1	1,3	0,3		2,9	3,4
Соловки			0,4	1,4	1,3	0,3		3,4	4,2
Кемь-Порт		0,1	0,9	2,8	2,3	0,6		6,7	
Мудьюг		0,2	2,8	4,7	3,5	1,9		13,2	8,4
Жужмуй			0,6	1,6	0,9	0,1		3,2	3,6
Архангельск, Солом-бала		0,5	3,7	5,5	3,9	1,4		15,0	8,4
Онега		0,3	2,9	4,5	3,3	1,0		12,0	8,1

Примечание. $\bar{n}$ — среднее число за год.

Непрерывная продолжительность периодов редкой повторяемости с температурой воздуха -20°C и ниже, ч

Станция	Средняя продолжительность периода, ч	Продолжительность периода, возможная 1 раз в n лет				
		1	5	10	20	50
Канин Нос	14	23	56	78	100	135
Терско-Орловский	13		40	96	118	156
Мыс Конуши	15	57	112	148	175	195
Моржовец	13	26	58	80	105	132
Умба	19	63	156	204	228	330
Сосновец	13	18	48	66	82	112
Пяница	16	48	132	192	280	390
Инды	13	35	84	112	145	170
Гридино	13	32	82	104	140	170
Мезень	23	90	190	256	300	350
Жижгин	14	18	63	96	127	189
Кемь-Порт	13	39	87	116	140	160
Мудьюг	16	68	135	183	220	240
Жужмуй	17	16	61	86	114	165
Архангельск, Солombsала	21	70	150	220	270	300
Онега	17	60	120	180	225	250

в 25—35% случаев указанная температура сохраняется больше суток (больше 24 ч). Средняя продолжительность непрерывного периода с температурой -20°C и ниже на большей части моря составляет 13—14 ч, а на заливах — 16—23 ч (табл. 3.16). Такие морозы наиболее продолжительны в январе. У побережья Кольского полуострова в январе в среднем наблюдается 4—5 случаев понижения температуры с непрерывной продолжительностью около 24 ч. В конце зимы (март) продолжительность их уменьшается в среднем до 10 ч. Но возможны длительные периоды с такой температурой. Температура воздуха ниже -20°C 1 раз в 10 лет может непрерывно держаться в Воронке 3—4 сут (78—96 ч), у побережья заливов — около 9—10 сут (200—250 ч).

При ультраполярных вторжениях арктического воздуха и дальнейшего его выхолаживания в мало-подвижных антициклонах температура воздуха зимой при ясном небе может опускаться до -30°C и ниже. В Воронке и центральной части Бассейна такие морозы наблюдаются 1—4 раза в 10 лет в основном в январе—феврале. На побережье и на вершинах заливов, подверженных влиянию суши, число дней увеличивается до 2—6 (со средней суточной до 1—2), а в Мезенском заливе до 14 (со средней суточной до 4). Непрерывная продолжительность таких морозов невелика и в 35—65% случаев со-

ставляет 6 ч и менее. Очень редко они могут непрерывно сохраняться до 2—3 сут.

4. РЕЖИМ УВЛАЖНЕНИЯ

4.1. Атмосферные осадки

Данных измерений количества осадков на морях обычно очень мало. Продолжительность и интенсивность выпадения осадков не определяется вовсе. Значительно более массовыми и надежными являются наблюдения за фактом выпадения осадков, по которым можно определить их повторяемость в разных районах моря. Среднее количество осадков на морях определяется чаще всего косвенными методами. При этом, как правило, используются измерения на береговых и островных станциях. Принимается во внимание также репрезентативность последних для акватории моря. Иногда расчетные методы основаны на данных о повторяемости осадков, полученных по судовым наблюдениям [3, 18]. Уравнение для перехода от повторяемости к количеству осадков с определением их средней интенсивности обычно находят на основе многолетних наблюдений на побережье. В ряде опубликованных работ [3, 18, 26] количество осадков получено с учетом поправки на смачивание прибора и испарение, а также ветровой поправки возможного надувания ложных осадков при метелях. Основные закономерности географического распределения количества осадков на море у разных авторов обычно совпадают, но суммы осадков могут быть разными из-за имеющихся различий в учете поправок и особенно ветровой.

В настоящей работе основой для описания режима осадков послужили данные измерений береговых и островных станций Белого моря за периоды различной длительности в пределах 1891—1980 гг. В измеренное количество осадков введены только поправки на смачивание прибора, поэтому имеют место значительные различия с данными, полученными в работах [3, 18]. Повторяемость осад-

ков получена пересчетом многолетнего числа дней с осадками по формуле

$$P = kn/N, \quad (4.1)$$

где P — повторяемость осадков, %; n — число дней с осадками; N — число календарных дней в месяце; k — численный коэффициент [5, 30].

Интенсивность осадков рассчитана по уравнению

$$I = S/7,2P, \quad (4.2)$$

где I — интенсивность, мм/ч; S — многолетняя средняя сумма осадков, мм; P — повторяемость осадков, %.

Атмосферные осадки на акватории Белого моря определяются главным образом активностью циклонической деятельности и влагосодержанием приносимых на море воздушных масс. При выходе циклонов с северных районов Атлантики и выносе воздушных масс с северных морей осадков выпадает мало. Обильные осадки, значительно превышающие норму, наблюдаются при переносе воздушных масс с южных районов умеренной зоны Атлантики и особенно с бассейна Средиземного моря, так как влагосодержания осадкообразующих масс воздуха в системах средиземноморских циклонов почти вдвое больше, чем в североатлантических [39, 40].

Количество осадков на акватории моря неодинаково. Меньше всего их выпадает в центральных частях Воронки и Бассейна (менее 300 мм), к побережью изогнеты 400 и 450 мм в небольшом удалении от берега повторяют конфигурацию береговой линии. Все береговые станции отмечают количество осадков более 450 мм, за исключением станций Канинского берега, где сумма осадков меньше 400 мм в год (рис. 4.1). На островах, расположенных недалеко от побережья (о. Сосновец), количество

осадков резко уменьшается. Самое большое годовое количество осадков наблюдается над наиболее теплой южной частью моря, т. е. на Двинском и Онежском заливах (500—600 мм).

Наибольшее количество осадков выпадает летом и осенью, с июня по октябрь (табл. 4.1). На севере Воронки, на границе с Баренцевым морем, наиболь-

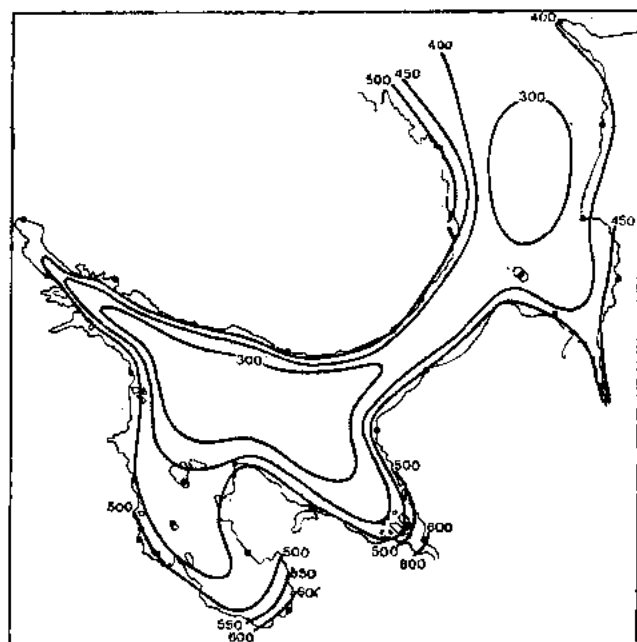


Рис. 4.1. Годовое количество осадков, мм.

шее количество за месяц отмечается в октябре (50—75 мм), на остальной акватории моря — преимущественно в сентябре, что связано с усиливающейся в осенний период циклонической деятельностью, выпадением фронтальных осадков. Наименьшее количество осадков выпадает в феврале—марте (в среднем 15—24 мм/мес) и только в районе Канина Носа в апреле (19 мм), что характерно для

границ между областями с океаническим и континентальными типами годового хода осадков [40]. Весенний минимум осадков обусловлен ослаблением циклонической деятельности в северных районах.

В теплый период (апрель—октябрь) на акватории моря выпадает 60—75% годового количества осадков, в холодный — 25—30%, хотя вероятность выпадения осадков зимой больше, чем летом. Коэффициенты вариации месячных сумм осадков невелики и отличаются небольшими внутригодовыми изменениями ($C_v \leq 0,5$, лишь в отдельные месяцы возрастает до 0,6—0,7). Коэффициенты вариации за теплый и холодный периоды очень устойчивы в пространстве и не превышают 0,5 (табл. 4.1).

В табл. 4.2 по выборочной сети станций даны суммы осадков 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 и 95%-ной обеспеченности, а также наблюдаемые экстремальные значения. Так, в Воронке (о. Моржовец) в 95 случаях из 100 годовая сумма осадков не будет меньше 270 мм, в 1 раз в 20 лет (обеспеченность 5%) может составить 517 мм и более. В Бассейне (ст. Жижгин) осадки такой же обеспеченности соответственно равны 280 мм и 580 мм, что свидетельствует об их большей изменчивости, чем в Воронке.

Разница между экстремальными суммами осадков в летние месяцы наиболее дождливых и засушливых лет может достигать 95—135 мм, а в холодный период 45—105 мм. В годовых суммах эти различия достигают 300—400 мм. Например, в июле 1929 г. на о. Жижгин выпало 138 мм, а в июле 1932 г. всего 5 мм. За весь 1929 г. осадки составили 558 мм, а за 1980 г. — только 251 мм.

На акватории моря в среднем за год жидкие осадки составляют 41—53%, твердые — 25—46%, смешанные — 13—20% (табл. 4.3). С июня по сентябрь преобладают жидкие осадки, они наблюдаются в 77—100% случаев. Доля смешанных осадков равна 3—15%, твердых — 1—2%. В северной части моря доля смешанных осадков увеличивается до 9—20%, твердых — до 3—5%.

Таблица 4.1

Среднее месячное количество осадков $\bar{x}$ (мм), среднее квадратическое отклонение σ (мм) и коэффициент вариации C_v

Станция	Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XI—III	IV—X	Год
Канин Нос 1915—1917, 1919—1922, 1924—1980 гг.	$\bar{x}$	39	29	25	19	20	32	35	44	47	51	38	33	164	248	412
	σ	21	15	13	10	8	19	31	23	20	20	15	17	48	67	90
	C_v	0,55	0,50	0,53	0,53	0,42	0,59	0,90	0,53	0,42	0,39	0,40	0,51	0,29	0,27	0,21
Мыс Конушин 1939—1980 гг.	$\bar{x}$	21	14	15	22	26	37	38	57	61	66	36	24	110	307	417
	σ	11	6	8	16	16	19	26	28	22	26	15	12	29	70	81
	C_v	0,53	0,45	0,54	0,70	0,62	0,53	0,67	0,50	0,37	0,39	0,43	0,49	0,27	0,23	0,20
Сосновец 1907—1980 гг.	$\bar{x}$	17	14	17	22	29	48	49	55	57	40	24	17	89	300	389
	σ	9	9	9	16	19	27	30	27	25	21	11	8	21	71	71
	C_v	0,50	0,64	0,54	0,71	0,65	0,67	0,61	0,49	0,44	0,54	0,46	0,46	0,23	0,24	0,18
Мезень 1891—1909, 1912—1980 гг.	$\bar{x}$	26	19	20	26	35	61	53	60	67	54	40	28	133	346	479
	σ	15	11	12	15	21	28	27	29	29	23	16	15	47	74	99
	C_v	0,58	0,57	0,62	0,39	0,60	0,54	0,51	0,47	0,43	0,43	0,41	0,54	0,35	0,21	0,21
Кемь-Порт 1934—1980 гг.	$\bar{x}$	21	17	18	24	33	55	53	64	57	46	36	24	116	332	448
	σ	8	9	10	15	18	29	26	29	24	19	16	11	30	59	69
	C_v	0,38	0,52	0,54	0,62	0,54	0,52	0,49	0,45	0,42	0,42	0,45	0,44	0,26	0,18	0,15
Архангельск 1891—1980 гг.	$\bar{x}$	35	30	30	31	46	62	64	67	69	63	51	42	188	402	590
	σ	17	14	15	16	23	32	33	35	28	26	21	18	53	81	109
	C_v	0,50	0,48	0,50	0,62	0,51	0,51	0,53	0,52	0,41	0,42	0,41	0,43	0,28	0,20	0,19
Онега 1891—1980 гг.	$\bar{x}$	39	32	28	31	44	58	62	70	76	67	56	45	200	408	608
	σ	17	15	15	16	26	30	30	34	29	28	21	17	51	77	111
	C_v	0,44	0,48	0,55	0,51	0,59	0,52	0,48	0,49	0,38	0,42	0,37	0,39	0,25	0,19	0,18

Количество осадков, возможное в отдельные годы, мм

Месяц	Наблюдаемый максимум		Обеспеченность, %											$\bar{x}$	σ	C_v	Наблюдаемый минимум	
	мм	год	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95				мм	год
Моржовец, 1921—1980 гг.																		
Январь	71	1939	45	35	27	23	21	18	17	14	11	8	6	21	12	0,58	2	1931
Февраль	56	1951	29	24	21	18	16	14	12	10	8	6	4	15	9	0,59	0	1951
Март	50	1970	33	28	23	20	27	15	13	11	8	6	5	16	9	0,55	5	1949
Апрель	82	1950	40	32	26	22	19	16	14	12	9	7	5	19	13	0,68	2	и др. 1931
Май	63	1944	55	46	36	30	25	22	18	14	9	6	4	24	15	0,62	1	1933
Июнь	97	1976	84	71	58	48	39	33	28	23	19	14	10	38	22	0,57	2	1922
Июль	133	1962	96	78	64	57	48	42	36	29	20	12	6	44	27	0,61	1	1973
Август	102	1948, 1954	94	86	74	65	55	49	40	34	28	20	14	51	27	0,49	10	1950, 1980
Сентябрь	109	1940	93	85	74	68	61	56	51	46	39	31	21	57	20	0,36	18	1946
Октябрь	118	1966	93	80	68	61	55	50	45	39	33	26	19	52	22	0,42	7	1930
Ноябрь	60	1924	53	49	43	38	34	31	28	25	21	16	11	32	12	0,39	6	1928
Декабрь	47	1977	42	38	29	24	21	19	16	14	12	9	5	21	11	0,53	2	1941
Год	576	1966	517	490	455	430	410	393	375	357	332	302	270	390	78	0,20	214	1930
Жижгин, 1891—1980 гг.																		
Январь	71	1896	46	43	34	28	23	20	18	15	13	10	8	24	13	0,54	6	1925
Февраль	87	1892	49	40	30	26	22	19	17	14	11	8	5	22	14	0,64	2	1978
Март	67	1938	51	42	32	24	20	16	13	10	8	5	4	21	15	0,71	2	и др. 1949
Апрель	80	1934	61	50	38	31	26	22	18	15	12	8	5	26	17	0,64	2	1965
Май	73	1921	60	52	42	35	30	26	22	18	14	9	6	29	16	0,56	2	и др. 1978
Июнь	125	1960	87	70	56	49	42	37	30	26	20	14	10	41	23	0,57	4	1894
Июль	138	1929	110	83	64	55	48	42	35	28	22	15	10	47	29	0,61	5	1932
Август	116	1905	100	90	74	64	57	51	43	36	28	19	13	53	26	0,49	8	1955
Сентябрь	118	1939	100	87	74	65	58	53	47	40	35	27	22	56	23	0,40	19	1906, 1949
Октябрь	115	1909	94	84	73	65	57	50	43	37	30	23	17	53	23	0,44	12	1938
Ноябрь	74	1924	68	60	50	43	38	34	29	25	21	15	11	37	17	0,45	2	1959
Декабрь	104	1894	66	56	43	37	31	26	22	19	16	12	8	31	18	0,57	2	1955
Год	615	1921	580	558	524	496	468	436	400	376	344	304	280	440	86	0,19	251	1980

Таблица 4.3

Твердые, жидкие и смешанные осадки, % общего количества

Станция	Вид осадков	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Канин Нос	Твердые	90	95	93	60	30	5			3	30	63	90	35
	Жидкие			1	10	38	80	99	100	77	30	7		45
	Смешанные	10	5	6	30	32	15	1		20	40	30	10	20
Кандалакша	Твердые	96	95	95	61	27	2			2	29	66	85	40
	Жидкие				14	49	83	98	100	86	42	11	4	46
	Смешанные	4	5	5	25	24	15	2		12	29	23	11	14
Моржовец	Твердые	90	96	95	60	25	2			2	25	60	85	30
	Жидкие			1	10	45	83	99	100	83	45	10		50
	Смешанные	10	4	4	30	30	15	1		15	30	30	15	20
Сосновец	Твердые	98	97	96	60	25	2			1	25	60	85	30
	Жидкие			1	10	45	83	99	100	84	45	10		50
	Смешанные	2	3	3	30	30	15	1		15	30	30	15	20
Кемь-Порт	Твердые	91	92	78	41	5					18	48	83	18
	Жидкие			3	26	56	95	100	100	97	41	19	2	69
	Смешанные	9	8	19	33	39	5			3	41	33	15	13
Архангельск	Твердые	90	93	86	43	16	2			1	27	63	80	32
	Жидкие			1	20	56	94	100	100	86	41	11	1	53
	Смешанные	10	7	13	37	28	4			13	32	26	19	15
Онега	Твердые	87	86	77	33	8	1			2	23	58	75	30
	Жидкие			3	25	65	93	100	100	83	39	13	1	53
	Смешанные	13	14	20	42	27	6			15	38	29	24	17

Примечание. Точка (·) означает, что в данном месяце осадки наблюдались менее 0,5 %.

Среднее годовое число дней с осадками 0,1 мм и более на акватории моря составляет около 180 и возрастает до 205—210 у южных берегов заливов. Отмечается большой вес как твердых, так и жидких осадков малого суточного количества. Слабые осадки до 1,0 мм за сутки в холодный период года наблюдаются в 50—70% случаев, осадки более 5,0 мм/сут — в 2—6%. В теплый период повторяемость дней с осадками до 1,0 мм составляет от 30 до 50% случаев, с осадками $\geq 5,0$ мм/сут — 10—20%. Последние чаще всего наблюдаются в августе—сентябре (2—5 сут в месяц), зимой они также возможны, но не ежегодно.

Обильные осадки на море выпадают сравнительно редко. В среднем в Воронке бывает около 4—5 сут в году с осадками ≥ 10 мм, а на побережье Двинского и Онежского заливов 9—11 сут, причем такие случаи возможны 1—2 раза в любой из летних месяцев, а весной и осенью — не каждый год. Несколько раз за десятилетие в северной части моря могут быть отмечены дни с суточной суммой осадков не менее 20 мм. На заливах возможность выпадения таких осадков возрастает до 1—2 раз в год. Опасные количества осадков (≥ 30 мм/сут) наблюдаются на Белом море не чаще, чем 1—2 раза за 10-летие.

Годовой ход продолжительности осадков, как и их повторяемости, обратен ходу количества осадков. Суммарная продолжительность зимой, с ноября по февраль, сохраняется на уровне 180—220 ч. В это время наблюдаются преимущественно длительные

осадки обложного характера. К июлю продолжительность уменьшается в 3—4 раза, достигая 60—80 ч. Осадки носят более кратковременный характер, поэтому в теплое время года обычно число дождей в 1,5—3 раза превышает число дней с дождем. В сумме за год продолжительность выпадения осадков на море составляет 1600—2000 ч (табл. 4.4). Средняя продолжительность осадков не менее 0,1 мм в день зимой равна 11—16 ч, весной и осенью — около 9—11 ч, летом — 5—8 ч (табл. 4.5).

Продолжительность отдельных дождей в день с осадками может меняться от нескольких часов до 1,5 сут. Средняя продолжительность осадков сравнительно мало меняется по акватории моря. При большой продолжительности осадков в холодный период их интенсивность мала и составляет 0,10—0,20 мм/ч. Летние осадки относительно более интенсивны: от 30 до 0,55 мм/ч (табл. 4.6). Интенсивность осадков сильно варьирует как во времени, так и в пространстве, однако максимальная интенсивность почти не изменяется на акватории моря.

Суточный максимум осадков дает косвенное представление об интенсивности осадков за длительный период (табл. 4.7). Средние из наибольших за год суточных максимумов осадков на побережье морей и островах составляют менее 30 мм. Средние суточные максимумы осадков в отдельные месяцы варьируют от 2—6 мм в феврале и марте до 13—19 мм в июле и августе, т. е. наименьшие суточные максимумы осадков на акватории моря приходятся на холодное время года, когда запасы влаги в ци-

Таблица 4.4

Средняя месячная продолжительность осадков, ч

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Терско-Орловский	222	207	188	155	132	115	107	117	151	190	213	231	2012
Кандалакша	215	206	153	124	97	85	72	91	116	141	193	205	1698
Моржовец	216	195	176	139	113	92	82	102	145	188	209	212	1869
Сосновец	195	181	161	121	103	83	66	79	111	138	183	213	1634
Умба	225	228	175	130	107	90	76	92	115	146	212	237	1833
Пялица	223	203	156	118	93	81	59	76	112	145	203	231	1700
Кемь-Порт	221	201	159	116	85	77	67	84	106	137	184	206	1643
Архангельск	262	249	185	115	88	75	63	79	117	171	224	257	1885

Таблица 4.5

Средняя продолжительность осадков в день с осадками, ч

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Терско-Орловский	14,1	15,0	13,6	11,7	9,6	8,3	8,1	7,5	8,3	10,1	12,7	13,8
Кандалакша	11,4	12,7	9,9	9,3	7,5	6,1	5,5	6,4	7,4	8,5	10,9	10,9
Моржовец	13,3	14,6	12,1	11,0	9,3	7,8	7,8	7,2	8,2	9,4	11,8	12,6
Умба	11,8	14,3	11,8	10,6	9,4	6,8	6,2	6,6	7,6	9,0	11,8	12,4
Пялица	11,4	11,0	10,9	9,6	7,7	6,6	5,3	5,6	6,7	8,7	11,9	12,8
Архангельск	12,8	14,0	11,0	9,0	7,0	5,8	5,1	5,4	6,8	8,8	11,0	12,1

Таблица 4.6

Средняя интенсивность осадков, мм/ч

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Канин Нос	0,17	0,13	0,12	0,13	0,15	0,26	0,32	0,31	0,25	0,24	0,15	0,14
Кандалакша	0,10	0,08	0,11	0,19	0,26	0,37	0,42	0,44	0,34	0,25	0,15	0,11
Архангельск	0,15	0,13	0,16	0,25	0,40	0,51	0,56	0,49	0,42	0,35	0,21	0,17
Онега	0,14	0,12	0,13	0,23	0,36	0,40	0,51	0,49	0,41	0,32	0,20	0,16

Среднее из максимальных суточных количеств осадков, мм

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Канин Нос	5	4	3	4	6	10	13	12	9	9	6	4	21
Моржовец	3	2	3	5	6	11	14	15	13	10	6	3	24
Абрамовский маяк	4	3	3	5	8	15	16	16	14	9	6	3	26
Ильцы	4	4	4	6	9	16	17	15	17	10	8	5	28
Гридино	4	4	4	6	8	12	15	17	12	10	7	5	23
Мезень	4	3	4	6	8	14	15	15	14	10	6	5	24
Мудьюг	4	3	4	7	10	15	19	14	14	11	7	4	26
Жужмуй	7	5	6	8	10	14	18	17	17	12	8	7	26
Северодвинск	4	3	4	6	12	14	18	15	13	10	7	5	26
Архангельск	6	5	6	7	12	17	19	17	15	12	8	7	29
Онега	7	6	6	7	11	14	17	18	16	12	9	7	26

клонических системах относительно малы, а наибольшие — на летние месяцы, когда влагосодержание воздуха больше и конвективные процессы наиболее развиты. В отдельные годы на наветренном побережье Белого моря (по отношению к влагонесущему потоку воздуха) наблюдаются большие суточные максимумы осадков (55—65 мм/сут), что составляет около 180% месячной нормы (табл. 4.8).

На островных станциях максимум, возможный 1 раз в 5 лет (обеспеченность 20%), составляет от 27 мм в Воронке до 37 в районе наветренных Летнего и Зимнего берегов, а 1 раз в 50 лет — от 38 до 63 мм соответственно. Коэффициент вариации максимального за год суточного количества осадков колеблется в пределах 0,3—0,6 (табл. 4.9). Это свидетельствует, что особенно больших межгодовых изменений этого количества осадков на акватории моря не бывает. Наблюдаемые максимальные зна-

чения превышают средние многолетние в 1,7—3,1 раза. Большая асимметрия кривой распределения суточных максимумов осадков наблюдается на наветренных побережьях. В таких районах ежегодно возможные суточные максимумы относительно невелики, но значения малой обеспеченности (1% и менее) сильно возрастают по сравнению с другими районами (табл. 4.8) [20].

4.2. Влажность воздуха

Содержание водяного пара в воздухе характеризуется несколькими параметрами: парциальным давлением водяного пара, относительной влажностью и недостатком насыщения. Эти характеристики влажности меняются в течение суток и года, а также претерпевают межгодовые изменения. Существенное влияние на их распределение во вре-

Таблица 4.8

Суточный максимум осадков различной обеспеченности. Год/мм

Станция	Средний максимум	Обеспеченность, %					Наблюдаемый максимум		
		20	10	5	2	1	мм	месяц	год
Шойна	21	29	35	41	47	52	49	VII	1966
Мыс Конушин	21	27	29	35	39	42	65	VII	1965
Абрамовский маяк	26	31	42	48	55	60	54	V	1948
Гридино	23	30	36	42	49	53	54	VIII	1972
Зимнегорский маяк	26	36	44	51	61	69	62	VIII	1962
Мудьюг	26	33	39	44	52	62	75	VI	1948
Жужмуй	26	34	40	45	53	58	48	VI	1962
Северодвинск	26	37	43	53	63	68	69	VII	1956
								VII	1938

Таблица 4.9

Коэффициент вариации C_v среднего суточного максимума количества осадков

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Канин Нос	0,81	0,97	0,80	0,79	0,60	0,70	1,04	0,48	0,44	0,58	0,46	0,57	0,55
Шойна	0,78	0,67	0,79	0,69	0,59	0,67	0,68	0,58	0,45	0,51	0,39	0,64	0,44
Терско-Орловский	0,79	0,69	0,64	0,61	0,71	0,67	0,73	0,62	0,64	0,38	0,50	0,48	0,50
Моржовец	0,82	0,66	0,69	0,94	0,71	0,61	0,64	0,59	0,55	0,52	0,46	0,60	0,36
Абрамовский маяк	0,98	0,67	0,70	0,59	1,00	0,59	0,67	0,57	0,55	0,46	0,48	0,78	0,44
Пялица	0,57	0,45	0,62	0,62	0,65	0,57	0,70	0,51	0,33	0,50	0,62	0,72	0,31
Ильцы	0,71	0,90	0,66	0,71	0,68	0,74	0,76	0,50	0,59	0,45	0,49	0,58	0,50
Гридино	0,45	0,54	0,62	0,78	0,55	0,50	0,48	0,63	0,42	0,45	0,34	0,43	0,38
Мезень	0,56	0,63	0,62	0,58	0,62	0,57	0,57	0,56	0,60	0,47	0,40	0,61	0,36
Мудьюг	0,57	0,60	0,40	0,54	0,63	0,78	0,56	0,53	0,59	0,47	0,43	0,44	0,43
Жужмуй	0,44	0,50	0,60	0,71	0,57	0,65	0,57	0,46	0,37	0,40	0,35	0,36	0,35
Северодвинск	0,57	0,51	0,63	0,66	0,65	0,65	0,66	0,55	0,56	0,52	0,48	0,57	0,43
Архангельск	0,59	0,50	0,52	0,51	0,61	0,58	0,55	0,60	0,53	0,42	0,41	0,51	0,34
Онега	0,49	0,55	0,55	0,53	0,56	0,42	0,52	0,59	0,44	0,42	0,48	0,46	0,36

Таблица 4.10

Среднее месячное и годовое значение $\bar{e}$ (гПа), среднее квадратическое отклонение σ (гПа) и коэффициент вариации C_v парциального давления водяного пара,

Станция	Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Канин Нос 1936—1980 гг.	$\bar{e}$	3,1	2,8	3,1	4,0	5,1	7,3	9,8	10,1	8,2	5,9	4,6	3,8	5,6
	σ	0,5	0,7	0,7	0,6	0,5	0,9	1,3	0,9	0,9	0,8	0,7	0,8	
	C_v	0,16	0,25	0,23	0,15	0,10	0,12	0,13	0,10	0,11	0,14	0,15	0,21	
Моржовец 1936—1980 гг.	$\bar{e}$	2,9	2,7	3,2	4,3	5,6	8,0	10,7	11,0	8,9	6,3	4,7	3,8	6,0
	σ	0,5	0,6	0,7	0,6	0,5	0,8	1,4	1,0	0,9	0,8	0,7	1,1	
	C_v	0,17	0,22	0,22	0,14	0,09	0,10	0,13	0,09	0,10	0,13	0,15	0,29	
Архангельск 1936—1980 гг.	$\bar{e}$	2,3	2,4	3,1	4,5	6,4	10,0	12,9	12,4	9,2	6,1	4,3	3,1	6,4
	σ	0,7	0,7	0,8	0,7	0,9	1,2	1,8	1,2	1,1	0,9	0,8	0,9	
	C_v	0,30	0,29	0,26	0,16	0,14	0,12	0,14	0,10	0,12	0,15	0,19	0,29	

мени и по акватории моря оказывают особенности атмосферной циркуляции, состояние поверхности моря и ее температура.

Парциальное давление водяного пара зависит от температуры воздуха и изменяется в течение года аналогично температуре (табл. 4.10). Самые низкие значения (2,1—2,8 гПа) наблюдаются в феврале, самые высокие — в августе, у южных берегов — в июле. В летние месяцы упругость водяного пара достигает на юге 12 гПа, на севере моря — 10 гПа. Зимой различия незначительны.

Влажность воздуха над морем является довольно устойчивой метеорологической характеристикой. Среднее квадратическое значение ее межгодовых изменений зимой менее 1 гПа, летом — 1,0—1,8 гПа. По отношению к средним многолетним значениям давления за соответствующие месяцы оно составляет около 20—30 % зимой и менее 15 % летом.

Внутрисуточные изменения парциального давления водяного пара осенью и зимой [32, 33] в среднем не превышают 0,1 гПа. В конце зимы и весной они возрастают до 0,2—0,3 гПа, летом — до 0,6—0,8 гПа. Наиболее высокое значение отмечается днем между 13 ч и 19 ч, наиболее низкое — ночью в соответствии с изменениями температуры воздуха.

Более широкий интерес имеет другая характеристика влажности воздуха, определяющая степень

насыщения воздуха водяным паром, — относительная влажность. Она представляет собой отношение парциального давления водяного пара, содержащегося в воздухе, к давлению максимально возможного (насыщающего) при той же температуре воздуха, выраженное в процентах:

$$f = 100e/t.$$

Эта характеристика также тесно связана с температурой воздуха, но связь эта обратная, поэтому годовой ход относительной влажности обычно противоположен температуре воздуха. Однако относительная влажность в большей степени, чем парциальное давление, зависит от местных особенностей: теплых и холодных морских течений, преобладающего направления ветра, ледового режима. Под влиянием этих факторов обычный годовой ход относительной влажности может быть деформирован. Так, в южной части моря вместо летнего минимума и зимнего максимума в соответствии с обратным годовым ходом температуры воздуха наименьшая относительная влажность наблюдается в мае — июне (менее 80 %), а наибольшая (88—89 %) в ноябре — декабре (табл. 4.11). В связи с активизацией летнего муссона — адвекцией влажного воздуха с Баренцева моря — относительная влажность воздуха, не достигнув своего минимума, в июле начи-

Таблица 4.11

Средняя месячная и годовая относительная влажность f (%), среднее квадратическое отклонение σ (%) и коэффициент вариации C_v

Станция	Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Канин Нос	f	86	87	87	86	86	85	86	88	87	84	85	86	86
	σ	2,9	3,1	3,7	3,7	3,4	3,4	4,5	3,4	3,1	3,3	3,1	3,3	
	C_v	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	
Кандалакша	f	85	85	81	74	69	68	72	78	81	85	87	86	79
	σ	4,3	4,4	4,8	4,9	4,6	4,9	4,7	4,6	3,9	3,8	3,5	4,0	
	C_v	0,05	0,05	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,05	0,04	0,04	0,05	
Моржовец	f	88	89	88	87	86	84	82	88	87	86	86	88	87
	σ	3,3	4,3	3,7	3,5	3,4	3,2	3,1	3,3	2,9	2,7	3,4	2,8	
	C_v	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	
Мезень	f	86	85	82	77	74	72	75	81	86	89	89	87	82
	σ	3,3	3,2	2,3	3,9	4,7	4,1	4,4	3,5	2,7	2,2	2,5	3,1	
	C_v	0,04	0,04	0,03	0,05	0,06	0,06	0,06	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04	
Жигжигин	f	86	86	85	82	79	79	83	85	84	83	85	86	84
	σ	3,8	4,2	4,2	3,7	3,7	4,1	3,2	3,4	3,5	3,7	2,7	3,0	
	C_v	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	
Архангельск	f	86	85	81	74	68	68	72	79	85	87	89	87	80
	σ	3,6	3,9	3,1	5,1	5,0	4,3	3,4	3,4	2,6	2,5	2,2	3,1	
	C_v	0,04	0,05	0,04	0,07	0,07	0,06	0,05	0,04	0,03	0,03	0,02	0,04	

нает возрастать. Зимой при сильно развитой циклонической деятельности и частых выносах теплого и влажного атлантического воздуха она достигает своего максимума, но не в середине зимы, когда температура воздуха наиболее низка, а в начале ее, когда море еще свободно ото льда. Средняя амплитуда годовых колебаний уменьшается с юга на

представленные кривые распределения на рис. 4.2. Наиболее часто наблюдаемая относительная влажность зимой в середине дня в Воронке — 90—100 % (ст. Терско-Орловский), на юго-западе моря — 80—89 % (о. Жужмуй). В отдельных случаях она может понизиться до 40 %, при этом температура воздуха может быть и положительной (0—5 °C).

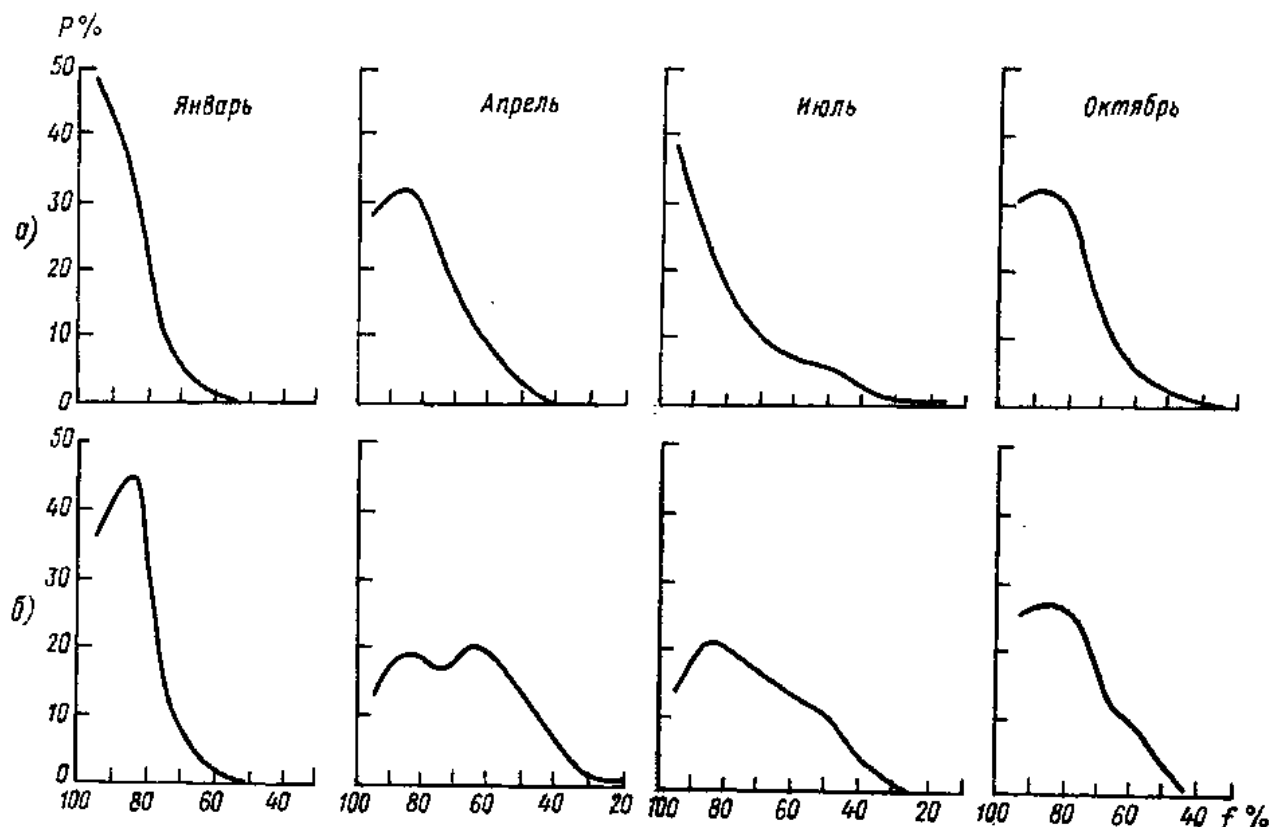


Рис. 4.2. Кривые распределения повторяемости относительной влажности воздуха в 13 ч.

а — Терско-Орловский, б — Жужмуй.

север от 11 до 2% в Воронке и в Горле Белого моря. Здесь в течение всего года средняя относительная влажность сохраняется самой высокой и равна 85—90%. Отмечаются два максимума: зимой и летом (о. Моржовец). На северной границе моря (Каппи Нос) наблюдается один максимум летом, характерный для Баренцева моря. Относительно высокой температуре воздуха над теплой водой зимой здесь соответствуют несколько пониженные значения относительной влажности. Летом же, наоборот, холодная водная поверхность и низкие, по сравнению с другими районами моря, температуры воздуха определяют высокую относительную влажность в приземном слое воздуха.

Суточный ход относительной влажности зимой (с декабря по февраль) слабо выражен или отсутствует вовсе. Летом суточные колебания достигают наибольших значений и равны в среднем 7—9% на севере, 13—14% — на юге моря [32, 33]. Наибольшая относительная влажность воздуха наблюдается при восходе Солнца, а наименьшая — в полуденные часы (по ежечасным данным), хотя и в это время дня относительная влажность сохраняет высокие значения.

Кроме суточных и годовых колебаний влажности воздуха испытывает значительные непериодические колебания, связанные с атмосферными процессами. О возможных вариациях ее в середине дня дают

Летом в отдельные дни воздух может быть достаточно сухим: на севере моря — влажностью 20—30%, на юго-западе — до 10—20%. Эти нечастые случаи связаны с вторжением сухого континентального воздуха с температурой 5—10 °C, который, при последующем прогревании над морем, медленно увлажняется, или воздуха умеренных широт с температурой выше 20 °C.

Некоторое представление о распределении относительной влажности можно получить также по данным о числе сухих дней (с влажностью не более 30% в любой из сроков наблюдений) и влажных (с влажностью равной или более 80% в 13 ч) (табл. 4.12). В Воронке и в Горле сухие дни исключительно редки и возможны только летом, но не чаще, чем 1 раз в 10 лет. В Бассейне наиболее благоприятными для этого времени года являются май—июнь, но и здесь такие дни наблюдаются не каждый год. В южной части моря период, когда можно ожидать уменьшения влажности воздуха до 30% и менее, несколько удлиняется по сравнению с северными районами: на о. Жужмуй они возможны в апреле—июле по 1—5 раз за 10-летие. Вероятность сухих дней на южном побережье резко возрастает.

Число дней за год с относительной влажностью не менее 80% в 13 ч возрастает от юго-западных берегов моря (155 сут) к северо-востоку (274 сут).

Среднее $\bar{x}$, среднее квадратическое отклонение σ , коэффициент вариации C_v числа дней с относительной влажностью не менее 80 %

Станция	Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Канин Нос	$\bar{x}$	26	26	27	22	22	21	20	23	21	19	22	28	274
	σ	2,8	3,0	4,4	2,9	4,1	3,4	4,5	4,9	4,0	3,8	3,6	2,5	17
	C_v	0,11	0,12	0,16	0,13	0,19	0,16	0,23	0,21	0,20	0,20	0,16	0,09	0,06
Моржовец	$\bar{x}$	28	25	25	20	20	17	19	22	21	22	26	28	273
	σ	2,5	4,1	4,5	3,5	3,2	3,0	3,3	4,8	4,2	3,9	2,8	1,8	13
	C_v	0,09	0,16	0,18	0,18	0,16	0,18	0,17	0,22	0,20	0,18	0,11	0,06	0,05
Мезень	$\bar{x}$	22	17	13	7	6	6	6	9	12	21	28	26	173
	σ	5,2	5,8	3,8	2,3	2,2	3,0	2,6	2,7	4,1	3,4	1,9	4,3	11
	C_v	0,24	0,34	0,29	0,33	0,37	0,50	0,43	0,30	0,34	0,16	0,07	0,16	0,07
Архангельск	$\bar{x}$	23	16	9	7	4	3	4	8	10	18	27	26	155
	σ	5,0	4,9	4,3	2,0	1,9	1,7	2,6	3,0	3,8	3,8	2,1	4,0	20
	C_v	0,22	0,31	0,48	0,29	0,48	0,57	0,65	0,38	0,38	0,21	0,08	0,15	0,12

Годовой ход числа влажных дней почти аналогичен ходу средней относительной влажности с максимумом в осенне-зимний период, минимумом преимущественно летом. Межгодовые изменения числа влажных дней невелики и возрастают с севера ($C_v=0,2-0,3$) на юг ($C_v=0,5-0,6$).

Недостаток насыщения (разность между максимальным при определенной температуре воздуха и

действительным парциальным давлением водяного пара) тесно связан с температурой воздуха. Годовые изменения его аналогичны годовому ходу температуры. Зимой недостаток насыщения равен в среднем 0,3—0,8 гПа и претерпевает незначительные пространственные изменения. Летом он возрастает до 2 гПа (в июле) в Воронке, до 3—4 гПа на юге моря и до 5—6 гПа в зоне южного побережья.

5. ОБЛАЧНОСТЬ

Глава 5 составлена по данным визуальных наблюдений на береговых и островных станциях. Несмотря на то, что они в значительной мере субъективны, статистический анализ наблюдений позволяет выявить основные закономерности распределения общего количества облаков и облаков нижнего яруса в пространстве и во времени. Режим облачности над акваторией моря, ее внутригодовые изменения связаны с развитием атмосферных процессов, определяющих преобладающий перенос воздушных масс и их влагосодержание, а также с влиянием подстилающей поверхности. Немаловажную роль играет и термическая стратификация атмосферы.

5.1. Общая облачность

Для Белого моря характерна большая повторяемость пасмурного неба в течение всего года. Средний балл общей облачности в северной части моря 7,0—8,9, в южной — 6,0—8,6 [32, 33]. Изменения

общей облачности в году составляют 1,5—2,7 балла и несколько возрастают с севера на юг преимущественно за счет более заметного уменьшения облачности в южной части моря в летнее время. Средний балл облачности неточно отражает ее режим, так как средняя облачность сильно отличается от преобладающей.

Другая характеристика — число ясных и пасмурных дней — позволяет в определенной мере судить об устойчивости состояния неба в течение суток. Среднее годовое число дней по общей облачности возрастает от 170 у западных берегов моря до 200—210 у северо-восточных (табл. 5.1), а число ясных дней, наоборот, уменьшается от 21 до 11 (в Воронке). На географическое распределение среднего количества облачности и повторяемости пасмурного неба на Белом море влияет подстилающая поверхность. Температура поверхности моря в холодное время года возрастает с юго-запада на северо-восток. Над более теплыми водами северной части моря

Таблица 5.1

Число ясных (первая строка) и пасмурных дней (вторая строка) по общей облачности

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Канин Нос	1,0	1,4	1,3	1,5	0,7	1,2	1,9	1,1	0,3	0,1	0,2	0,6	11,3
	16,2	13,9	13,5	14,3	18,7	16,7	16,4	19,6	19,4	20,4	20,1	18,5	207,7
Каидалакша	2,6	2,1	2,4	2,1	1,4	1,1	1,5	1,6	0,5	0,8	1,0	1,8	18,9
	14,4	12,1	11,2	12,1	13,7	12,6	11,8	15,2	14,8	16,2	18,4	16,3	168,0
Моржовец	0,9	1,1	1,9	1,9	1,4	1,5	2,5	1,1	0,6	0,2	0,3	0,5	13,9
	16,2	13,8	13,2	13,8	16,6	14,9	14,5	17,5	19,3	21,3	20,9	19,4	201,4
Кемь-Порт	2,0	1,8	2,4	1,8	2,0	1,8	3,1	2,2	1,1	0,9	0,7	1,0	20,8
	15,6	13,6	12,8	11,8	12,7	11,8	10,9	12,9	14,0	17,5	19,1	18,3	171,0
Архангельск	1,1	1,2	1,5	1,7	1,8	1,6	2,1	1,4	0,6	0,5	0,5	0,8	14,8
	18,9	16,0	15,5	13,7	14,3	13,5	12,7	14,5	17,2	20,4	21,5	21,4	199,6

при отсутствии льдов теплообмен с атмосферой способствует дополнительной активизации циклонической деятельности, что приводит к увеличению количества облаков и их уплотнению.

Внутригодовые изменения характера облачности и ее количества происходят в связи с сезонными из-

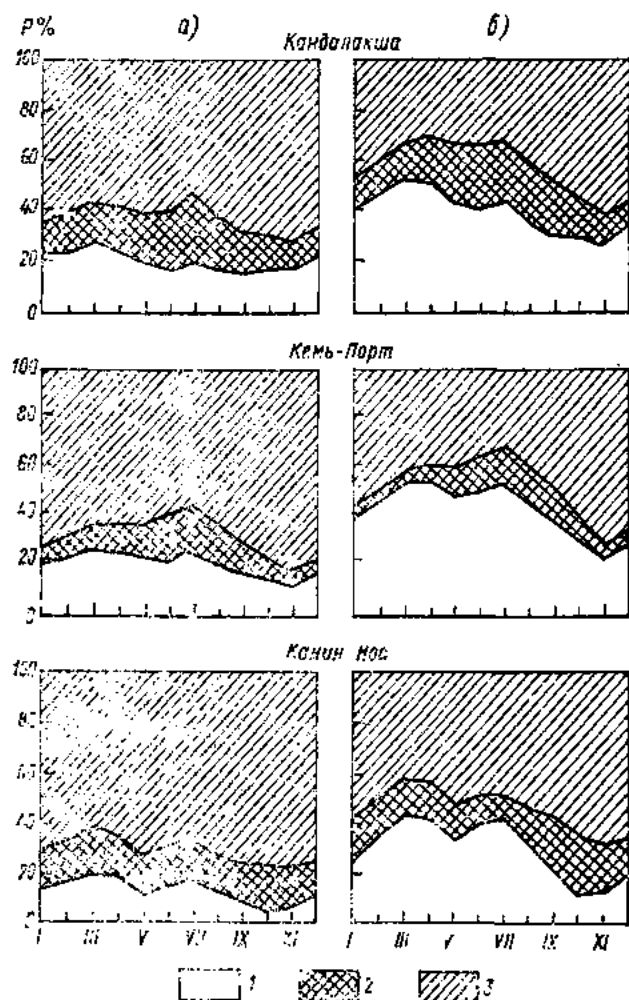


Рис. 5.1. Годовой ход повторяемости ясного, полужасного и пасмурного состояния неба по общей (а) и нижней (б) облачности.

1 — ясно; 2 — полужасно; 3 — пасмурно

менениями циркуляции атмосферы. Осенью и зимой в период интенсификации циклонической деятельности число пасмурных дней в среднем равно 18—22 в месяц; в южной части моря, у Канда拉克шского и Карельского побережий — около 15—19. Осенью ясное небо сохраняется в течение суток не ежегодно, а лишь 2—6 раз за 10 лет в северной части моря (Воронке) и 2—9 раз у южных берегов моря.

О режиме облачности можно судить также по повторяемости ясного (0—2 балла) и пасмурного (8—10 баллов) неба. В наиболее пасмурные месяцы года (с сентября по декабрь) повторяемость 8—10 баллов составляет в Воронке 75—80 %, несколько уменьшаясь к западным берегам моря (70—75 %). В середине зимы повторяемость пасмурного неба остается большой и, постепенно уменьшаясь, достигает в марте наименьших значений (60—65 %). В это время отмечается наибольшая в году повторяемость ясного неба (рис. 5.1) (20—30 %). Годовой ход повторяемости ясного неба является почти зеркальным отражением повторяемости пасмурного неба.

Весной облачность вновь несколько увеличивается вследствие радиационного прогрева континента

и развития кучевой облачности в середине дня. Повторяемость пасмурного неба в Воронке достигает 70—75 %, над остальной акваторией — 60—65 %. Число дней с пасмурным небом в северной части моря приближается к значениям, характерным для начала осени, — около 18. Ясное небо весной отмечается в 12—17 % случаев, но несколько чаще у побережья Канда拉克шского и Онежского заливов (18—23 %).

Летом акватория Белого моря находится на северной периферии зоны пониженного давления. На фоне ослабленной циркуляции атмосферы возрастает роль большого притока солнечной радиации и подстилающей поверхности. Относительно холодная водная поверхность моря не способствует поддержанию активности циклонов, а, наоборот, в некоторые летние месяцы может привести к возникновению местного низкого антициклона. В связи с этим в июле возрастает повторяемость ясного неба по сравнению со смежными месяцами: 15—20 % в Воронке и около 25—28 % у юго-западных берегов моря. Однако полностью ясных дней (0—2 балла в течение суток) насчитывается в среднем всего 2—3 за месяц. Повторяемость пасмурного неба по общей облачности 50—65 % (число пасмурных дней от 10 до 16). Это вторичный минимум в годовом ходе облачности. С августа по ноябрь происходит увеличение количества облачности, уменьшение числа ясных дней.

Облачность испытывает внутрисуточные изменения. Они отмечаются в течение всего года, но по общей облачности более четко выражены в период минимума облачности (март) и в сентябре. Суточные изменения составляют в это время 1,0—1,5 балла, а в остальные месяцы не достигают и одного. Наибольшие внутрисуточные изменения повторяемости пасмурного (и ясного) неба составляют 10—20 %. В течение всего года наибольшая повторяемость пасмурного неба над морем отмечается в утренние и в дневные часы, наименьшая — в вечерние и ночные.

5.2. Нижняя облачность

Основную часть общей облачности составляют облака нижнего яруса, высота которых ниже 2000 м. Среднее количество нижней облачности осенью и зимой меньше, чем общей в среднем на 0,5—1,5 балла, весной и летом — на 2—3 (табл. 5.2). Годовой ход их аналогичен. Однако годовые колебания среднего количества нижней облачности в 1,5—2 раза больше, чем колебания общей, и составляют 2,5—4,5 балла.

Пространственные распространения общей и нижней облачности близки между собой. Годовое число пасмурных дней по нижней облачности возрастает от 90 у юго-западных берегов почти до 130 на границе с Баренцевым морем. Это составляет около 55—65 % числа пасмурных дней по общей облачности.

Максимум нижней облачности, как и общей, наблюдается осенью или в начале зимы и обусловлен увеличением повторяемости циклонов и связанной с ними фронтальной облачностью. Основной весенний минимум обязан разрушению низкой слоистой облачности при радиационном дневном прогреве. Кучевая облачность в это время года не получает развития. В мае прогревание нижних слоев воздуха над Европейским континентом в дневные часы при-

Разность между средними количествами общей и нижней облачности, баллы [32]

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Канин Нос	1,0	1,4	1,8	2,1	1,9	2,1	2,0	2,1	1,7	1,0	0,7	0,5	1,6
Мыс Конушин	1,6	2,1	2,4	3,2	3,0	3,0	3,0	2,7	2,0	1,2	1,7	1,3	2,3
Моржовец	1,1	1,7	2,0	2,6	2,3	2,7	2,5	2,1	1,8	1,0	0,7	0,6	1,8
Грядно	1,8	2,7	3,1	3,0	2,8	2,7	2,6	2,5	2,3	1,8	1,5	1,4	2,4
Жижгин	2,2	3,2	3,3	3,2	3,1	3,3	2,9	2,7	2,0	1,2	1,1	1,2	2,5
Кемь-Порт	1,6	2,1	2,5	2,6	2,3	2,5	2,3	2,2	2,0	1,4	1,0	1,2	1,9
Жужмуй	1,5	2,0	2,3	2,8	2,3	2,4	2,3	2,2	1,9	1,2	0,8	1,0	1,9
Архангельск	1,9	2,4	2,6	2,8	2,4	2,4	2,4	2,5	2,1	1,3	1,2	1,4	2,2
Онега	1,0	1,7	2,2	2,2	1,8	2,0	1,6	1,5	1,3	0,9	1,0	0,7	1,5

водит к образованию кучевой облачности, которая, растекаясь, переходит в слоисто-кучевую и сохраняется в ночное время. Эта особенность наблюдается не только на побережье, но и на море. В это время возрастает также меридиональная адвекция воздушных масс с Баренцева моря ветрами северных направлений и вынос облачности с его акватории. Вследствие этого увеличивается количество облачности над Белым морем (вторичный максимум).

Вторичный летний минимум облачности (в июле) обусловлен увеличением повторяемости областей повышенного давления и адвекцией воздуха с материка. Однако в это же время часты затопки воздуха с Баренцева моря, при которых наблюдается увеличение облачности, особенно в северной части моря. Поэтому летний минимум четко выражен на юге и слабее на севере моря.

Колебания повторяемости за год ясного и пасмурного неба по нижней облачности заметно больше, чем по общей.

Суточный ход нижней облачности обуславливается соответствующим ходом облакообразующих процессов. Поскольку доля нижней облачности в общей велика, годовой ход их аналогичен. Амплитуда суточных колебаний повторяемости ясного и пасмурного неба по нижней облачности в некоторые месяцы достигает 10—14 % над морем и до 20 % в зоне побережья. Относительно большие значения отмечаются в феврале—марте и летом. В конце зимы

мы в ночные часы вследствие выхолаживания воздуха над покрытым льдами морем образуются слоистые формы облачности, которые днем разрушаются, поэтому пониженная повторяемость ясного неба приходится на утренние часы, днем и вечером повторяемость возрастает.

В летнее время сохраняется такой же характер суточного хода нижней облачности над морем с максимумом в утренние часы. В береговой зоне увеличение облачности происходит в дневные часы за счет кучевой облачности. Относительно холодная водная поверхность (вода холоднее воздуха) способствует образованию подыверсионной облачности слоистых форм (приподнятого тумана), а также растеканию выносимой с континента кучевой облачности. Суточный ход повторяемости ясного и пасмурного неба иногда маскируется изменениями повторяемости «полужасного» неба.

Весной, осенью и в начале зимы внутрисуточные изменения в состоянии неба по нижней облачности незначительны, особенно в северной части моря.

Повторяемость основных форм облачности определяется атмосферными процессами. Поскольку облака среднего и верхнего ярусов видны только при отсутствии или несплошной облачности нижнего яруса, мы не будем останавливаться на них подробно, отметим лишь, что их повторяемость составляет около 20—30 %. Годовой ход повторяемости слоисто-дождевых облаков (Ns) (табл. 5.3), имею-

Таблица 5.3

Повторяемость основных форм облаков нижнего яруса, % [32, 33]

Форма облаков	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Терско-Орловский													
Cu	2	3	4	3	9	16	12	13	9	6	3	2	7
Cb	26	26	25	20	30	15	15	20	35	39	29	28	26
Sc	35	29	27	27	33	31	27	37	38	37	39	38	33
Ns	11	14	9	8	5	3	3	3	7	8	12	13	8
St	9	9	8	7	9	13	19	11	7	6	88	9	9
Frnb	28	28	23	18	22	15	18	19	24	30	32	21	24
Моржовец													
Cu	2	3	4	4	7	9	10	10	8	5	4	1	5
Cb	9	5	8	8	12	10	6	10	19	30	24	16	13
Sc	37	29	27	26	32	30	27	36	36	44	44	42	34
Ns	20	19	14	12	10	7	5	6	9	12	17	19	12
St	15	17	12	11	8	11	17	12	12	9	15	16	13
Frnb	19	15	14	11	13	11	9	10	18	19	19	21	15
Жужмуй													
Cu	4	3	4	5	12	15	16	15	11	11	11	5	9
Cb	5	4	6	8	13	16	13	16	20	20	16	11	12
Sc	33	27	24	28	37	34	29	36	44	46	47	45	36
Ns	24	23	16	11	8	6	5	6	10	14	17	21	13
St	8	7	4	3	2	3	4	3	4	4	7	6	5
Frnb	21	22	15	12	11	10	8	9	18	23	26	23	17

ших в основном фронтальное происхождение, совпадает с годовым ходом повторяемости циклонов. В холодное полугодие, когда циклоническая деятельность особенно усилена, повторяемость достигает 20—30 %, за исключением северной части моря (Воронки). О причинах этого явления будет сказано ниже. В теплое время года эта форма облачности отмечается лишь в 5—7 % случаев.

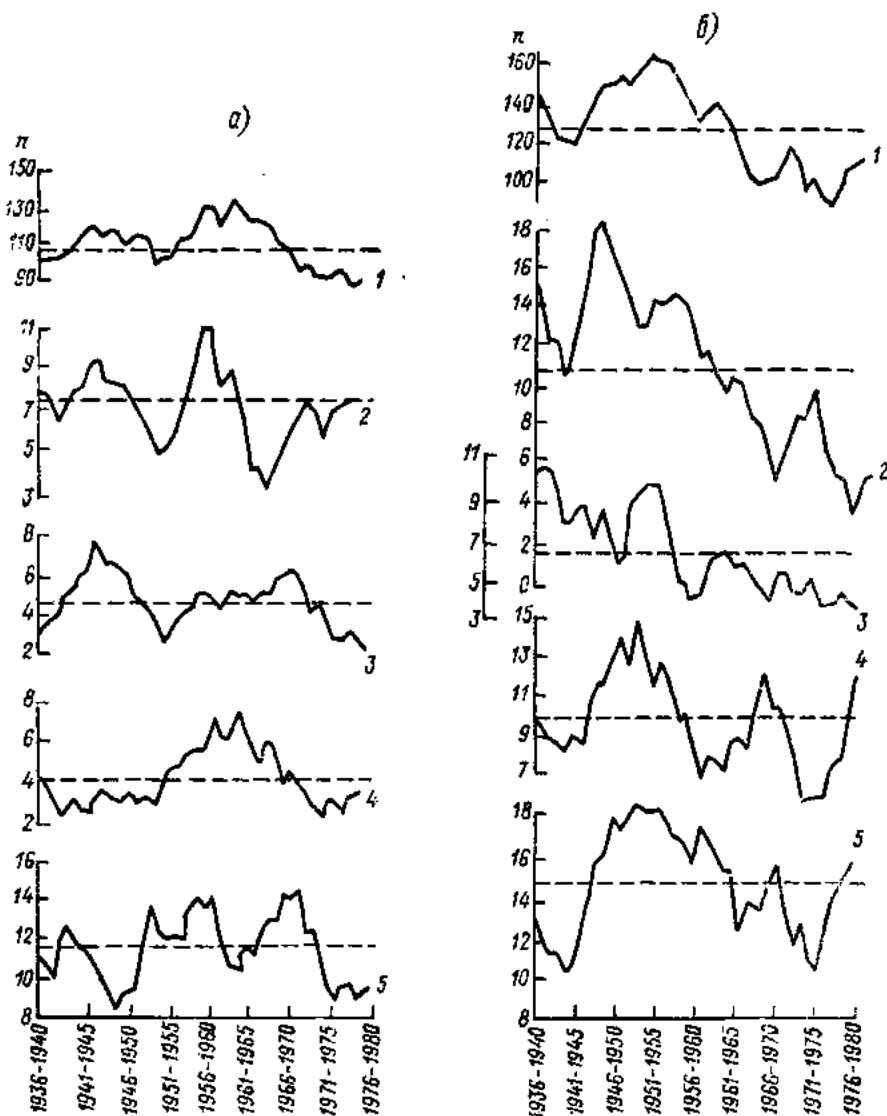
Наиболее часто наблюдаемыми облаками нижнего яруса почти в течение всего года являются слоисто-кучевые облака (Sc). Средняя годовая повторяемость их составляет 30—35 %. Максимальная повторяемость слоисто-кучевой облачности приходится на осень и зиму, но и в период наименьшего развития облачности (март—апрель) повторяемость их остается на уровне 15—20 %.

Кучево-дождевые облака (Cb) над побережьем являются летними облаками (10—15 %), в холодное время года появляются редко (1—2 %). Однако над морем они имеют совершенно другой годовой ход. Наибольшая повторяемость этой облачности вертикального развития наблюдается осенью и в начале зимы (25—30 %), в чем особенно ярко проявляется влияние теплой водной поверхности на их образование. Осенью, когда водные массы обладают большой инерцией, а разность температур воды и воздуха становится положительной, теплообмен с атмосферой приводит к дополнительной неустойчивости нижних ее слоев и образованию кучево-дождевой облачности на фронтах при прохождении циклонов. Значительно чаще, чем в других районах

ниже, чем в других районах. Над южной, наиболее прогреваемой частью моря, летом эта форма облачности имеет относительно высокую повторяемость (15—16 %), особенно у побережья (20 % и более). По этой же причине слоистая облачность в разных районах моря имеет неодинаковый годовой ход (табл. 5.3). В южной части моря (о. Жужмуй) над ледяной поверхностью зимой слоистые облака более

Рис. 5.2. Многолетний ход числа пасмурных дней (n) по нижней облачности по скользящим пятилетиям.

а — Канья Нос; б — Кемь-Порт; 1 — год; 2 — январь; 3 — апрель; 4 — июль; 5 — октябрь



моря, такая зона неустойчивости возникает над теплым Баренцевоморским течением у берегов Кольского полуострова, где повторяемость кучево-дождевой облачности особенно высока и в осенние месяцы достигает 35—40 % (Терско-Орловский). Кроме того, здесь вдвое больше, чем в других районах моря (табл. 5.3), повторяемость разорвано-дождевых облаков (Fgpb) и, как уже упоминалось, меньше слоисто-дождевых (Ns). При прохождении холодных фронтов над свободной ото льда водной поверхностью последние переходят в кучево-дождевые за счет дополнительного тепла, получаемого через поверхность моря и развития неустойчивости нижнего слоя атмосферы.

Влияние температуры воды на облачность сказывается на время наступления минимума в годовом ходе повторяемости этих облаков. Над районами моря, покрытыми зимой льдами, он отмечается преимущественно в феврале, а над северной частью моря — летом, когда температура воды здесь

вероятны, чем в другое время года. На юге Воронки (о. Моржовец) имеются два максимума, один из которых обязан своим происхождением выхолаживанию воздуха над относительно поздно образующимся в этом районе ледяным покровом (февраль), а другой (летний) — над холодной водой с частым образованием инверсии и туманов. У побережья Кольского полуострова над свободной ото льда поверхностью моря зимний максимум в повторяемости слоистой облачности отсутствует и годовой ход имеет простой вид с максимумом в июле (19 %).

Несмотря на относительную свою устойчивость, облачность, подобно другим метеорологическим элементам, претерпевает изменения от года к году в связи с естественными изменениями циркуляции атмосферы. В северной части моря (рис. 5.2) число пасмурных дней по нижней облачности имеет тенденцию к уменьшению с конца 40-х годов по настоящее время. Максимумы оно достигало в середине 40-х годов. Уменьшение происходило в основном

в холодный период года с несколькими периодами относительно небольших повышений. Сопоставление числа пасмурных дней с многолетним ходом числа циклонов (индексы Виттельса) на Баренцевом море свидетельствует об очень хорошей согласованности периодов возрастания циклонов с ростом числа пасмурных дней на севере Белого моря.

В годовых и осенних (октябрь) значениях числа пасмурных дней тенденция к их уменьшению наметилась несколько позднее — с 50-х годов.

В ходе летней облачности наблюдались два максимума: в конце 40-х — начале 50-х годов и в середине 50-х — начале 70-х годов.

В юго-западной части моря устойчивая тенденция к уменьшению нижней облачности за период после 1936 г. не обнаруживается. Максимум облачности в 40-е годы оказался здесь менее высоким, чем отмеченный в конце 50-х — в начале 60-х годов. Последний имел место как летом, так и зимой.

6. АТМОСФЕРНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

6.1. Туман

В настоящей главе изложены результаты обобщения данных о туманах по береговым станциям за

вследствие адвекции теплого влажного воздуха на холодную поверхность воды.

В северной части моря, где летом наблюдаются наиболее низкая температура поверхности воды,

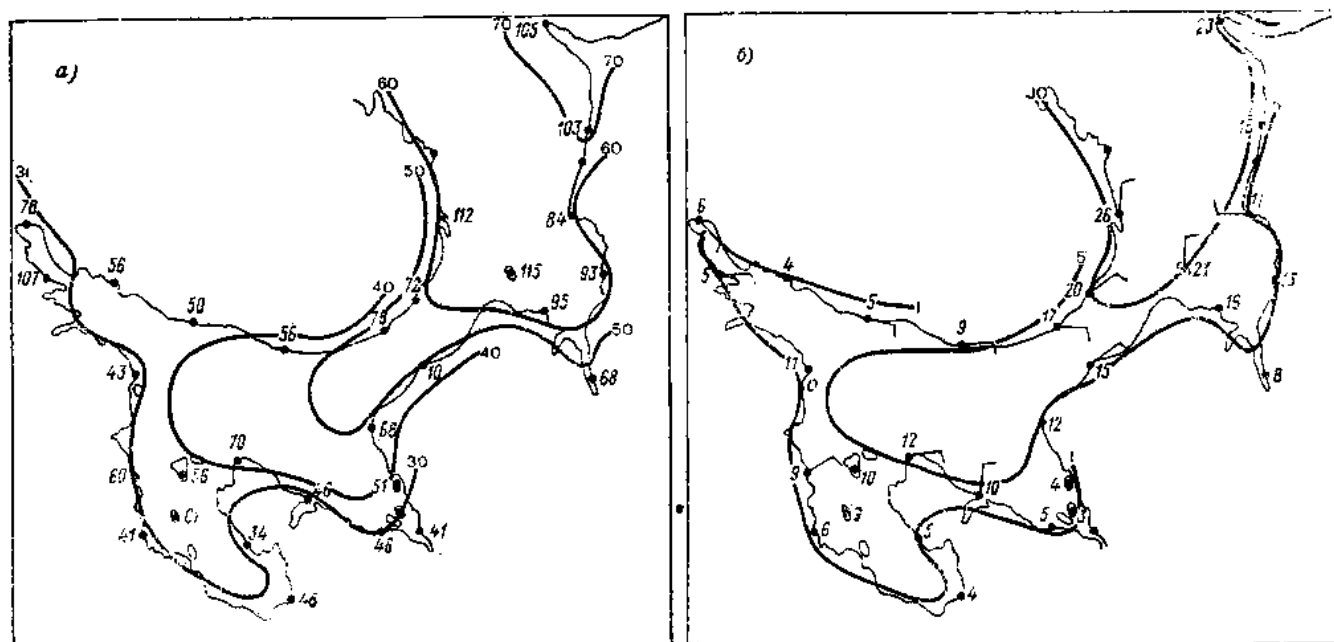


Рис. 6.1. Число дней с туманом.
а — год; б — июль; цифры у станций — максимальное число дней.

период 1936—1980 гг. и по судовым наблюдениям.

Туманы на Белом море — явление нередкое. Частота их возникновения зависит от атмосферной циркуляции и особенностей подстилающей поверхности (наличие льда, холодных и теплых течений). Годовое число дней с туманом в Воронке составляет 70—78, в Бассейне — 40—50, у Кандалакшского, Карельского и южного берегов — 30 (рис. 6.1 а). Более 70 % числа дней с туманом в Воронке падает на теплое время года (апрель—октябрь). Максимум туманов приходится на июнь—август. В июле в среднем отмечается 10—13 дней с туманом в Воронке и 5—10 в Бассейне и Горле (рис. 6.1 б). Особенно много туманов наблюдается у Терского побережья Воронки, вдоль ветви относительно холодного в теплое время года Баренцево-морского течения. В отдельные годы число дней с туманом в июле здесь может достигать 26. Наиболее часто образование туманов в открытых районах Воронки и Горла происходит при значительных контрастах температур поверхности моря и воздуха

ускоряется процесс образования туманов и обеспечивается его устойчивость. Образованию туманов летом способствует также сильное перемешивание водных масс в Воронке и Горле. Летом туманы, возникшие над холодными водами Баренцева моря, нередко переносятся в Воронку ветрами северных направлений, имеющих большую повторяемость в это время года. К сентябрю повторяемость туманов уменьшается, а в октябре—ноябре достигает минимальных значений (2—3 дня в Воронке и в Бассейне) (рис. 6.2).

Зимой в среднем насчитывается 3—5 дней с туманом в месяц. Туманы образуются преимущественно над разводьями и трещинами сплошного ледяного покрова при устойчивой низкой температуре.

Несколько иной характер имеет режим туманов над заливами. Летние адвективные туманы охлаждения наблюдаются здесь гораздо реже, чем над открытыми северными районами моря, так как температура поверхности воды летом у южных берегов

заливов на 6—8 °С выше, чем на севере моря. Кроме того, преобладающие северные ветровые потоки не отличаются высоким тепло- и влагосодержанием. Поэтому и доля туманов теплого времени года на заливах составляет менее 40 %, а годовое число дней с туманом в 2—3 раза меньше, чем в Бассейне и Горле. Наименьшая повторяемость туманов отмечается здесь с мая по июль (1—2 дня в месяц), наибольшая — в октябре (Мезень — 6, Архангельск —

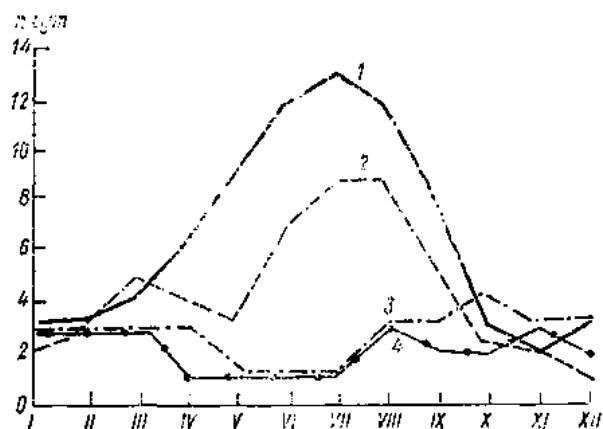


Рис. 6.2. Годовой ход числа дней с туманом.

1 — Канин Нос; 2 — Пялица; 3 — Архангельск; 4 — Кандалакша.

4 дня), что связано с активизацией циклонической деятельности и с выносом тепловых атлантических масс воздуха на акваторию моря. Зимой повторяемость туманов над заливами не меньше, чем в открытом море (3—4 дня), в связи с тем, что в это время года возрастает вероятность радиационных туманов, возникающих при выхолаживании воздуха над ледяной поверхностью заливов. Этому способствуют низкие значения температуры воздуха и их большие суточные колебания. Чаще всего радиационные туманы наблюдаются в марте и в начале апреля.

Характеристики изменчивости числа дней с туманом (σ , C_v) даны в табл. 6.1. Зимой в Воронке значение σ наименьшее и колеблется в пределах 2,0—2,7 дней, а летом, в месяцы наибольшего туманообразования, составляет 3,2—4,8 дня. Коэффи-

циент вариации C_v числа дней с туманами летом наименьший (0,36—0,47), что свидетельствует о малой межгодовой изменчивости месячного числа дней с туманами и условий, способствующих их образованию в этот период. В октябре — по мере значения C_v близки к единице. В эти наиболее ветровые месяцы число дней с туманами наименее устойчиво. Зимой значения C_v составляют 0,60—0,80. У вершин заливов, исключая Мезенский залив, в течение года значения C_v колеблются в пределах 0,60—1,5, наибольшие значения (0,80—1,5) приходится на летние месяцы (май — июль), когда в отдельные годы выносы прогретого воздуха в море учащаются и число дней с туманом неодинаково в разных районах акватории моря. В южной части моря кривая распределения числа дней с туманами более асимметрична, чем на севере, особенно летом. В это время здесь обычно преобладает относительно сухая, солнечная погода с большим числом ясных дней, но иногда атмосферные процессы, сопровождающиеся резким понижением температуры и повышением относительной влажности воздуха, приводят к образованию туманов, что и придает кривой распределения значительную положительную асимметрию. В Воронке в эти же месяцы распределение слабо асимметричное. В некоторые месяцы (август, сентябрь) распределение почти нормальное.

Наибольшая суммарная за год продолжительность туманов, отмечаемая в тех районах, где они образуются наиболее часто, составляет 300—500 ч (табл. 6.2).

Более 250 ч туманы держатся в Бассейне и Горле. У побережий заливов продолжительность туманов уменьшается до 110—120 ч за год. Существует тесная корреляционная связь между числом дней с туманами n и их продолжительностью $\bar{t}$, а именно:

$$\bar{t} = 6,4\bar{n} - 7,0.$$

Продолжительность туманов за теплый период составляет 70—90 % в Воронке и около 40—50 % в остальных районах (табл. 6.2).

В июле — августе продолжительность туманов изменяется от 60 ч в Бассейне до 90 ч на севере Воронки. Здесь влияние холодной поверхности моря проявляется не только в увеличении числа дней, но

Таблица 6.1

Характеристики числа дней с туманами

Станция	Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Канин Нос 1936—1980 гг.	$\bar{n}$	2,7	2,6	3,7	6,2	9,0	12,1	13,2	12,4	7,7	2,7	2,2	2,6	77,1
	σ	2,1	1,9	2,7	3,2	3,4	4,1	4,3	4,8	3,4	2,1	2,1	2,1	13,1
	C_v	0,78	0,73	0,73	0,52	0,35	0,34	0,33	0,39	0,44	0,78	0,95	0,81	0,17
Кандалакша 1951—1984 гг.	$\bar{n}$	1,3	2,0	1,5	1,4	0,9	0,9	0,6	1,7	2,1	1,8	1,9	1,4	17,9
	σ	1,3	1,5	1,3	1,6	1,3	1,7	0,9	1,5	2,0	0,6	1,6	1,3	5,2
	C_v	1,0	0,75	0,87	1,14	1,44	1,89	1,50	0,88	0,95	0,33	0,84	0,93	0,29
Моржовец 1936—1980 гг.	$\bar{n}$	3,6	2,9	4,4	5,6	6,2	8,1	10,2	9,4	4,9	2,1	2,8	3,6	63,8
	σ	2,8	2,3	2,2	2,6	3,1	3,6	4,4	4,2	3,0	1,8	1,8	2,6	13,5
	C_v	0,78	0,79	0,50	0,46	0,50	0,44	0,43	0,45	0,61	0,86	0,64	0,72	0,21
Мезень 1936—1980 гг.	$\bar{n}$	4,1	3,0	3,8	3,5	2,5	2,3	3,1	3,8	3,7	6,0	4,6	5,1	45,5
	σ	2,3	2,1	1,9	1,9	1,7	1,7	1,7	2,2	2,2	2,6	2,5	2,9	7,5
	C_v	0,56	0,70	0,50	0,54	0,68	0,74	0,55	0,58	0,59	0,43	0,54	0,57	0,16
Кемь-Порт 1936—1980 гг.	$\bar{n}$	2,7	3,0	3,3	2,9	2,7	2,7	3,1	3,3	2,8	2,4	2,7	2,9	34,5
	σ	2,3	2,5	3,4	2,1	2,0	2,3	2,6	2,6	2,2	2,1	1,9	2,1	8,5
	C_v	0,85	0,83	1,03	0,72	0,74	0,85	0,84	0,79	0,79	0,88	0,70	0,72	0,25
Архангельск 1936, 1938—1980 гг.	$\bar{n}$	2,9	2,7	3,4	2,7	1,3	1,2	1,4	2,9	3,4	3,6	3,0	2,7	31,2
	σ	2,0	1,9	1,8	1,6	1,2	1,0	1,5	2,0	2,3	2,4	1,8	1,9	6,3
	C_v	0,69	0,70	0,53	0,59	0,92	0,83	1,07	0,69	0,68	0,67	0,60	0,70	0,20

Таблица 6.2

Число дней $\bar{n}$ и продолжительность туманов $\bar{t}$ ч

Станция	Теплый период (IV—IX)		Холодный период (X—III)		Год	
	$\bar{n}$	$\bar{t}$	$\bar{n}$	$\bar{t}$	$\bar{n}$	$\bar{t}$
Канин Нос	60	413	18	76	78	489
Терско-Орловский	51	384	11	31	62	415
Кандалакша	8	39	10	40	18	79
Моржовец	44	234	20	82	64	316
Умба	12	46	18	67	30	113
Мезень	20	65	27	109	47	174
Кемь-Порт	18	81	17	66	35	147
Архангельск	12	45	19	57	31	102
Онега	11	39	16	58	27	97

и в продолжительности туманов. Устойчивые и продолжительные туманы чаще отмечаются в период их максимальной повторяемости, а наименее продолжительные — в период минимальной повторяемости (рис. 6.3). Так, туманы теплого времени года в Воронке и Горле вдвое продолжительнее туманов холодного периода. Продолжительность тумана в день с туманом равна 7—8 ч летом и 3—4 ч зимой. Над вершинами заливов в южной части моря продолжительность туманов уменьшается и преобладающими становятся туманы холодного периода. Число часов с туманами в холодный период в 1,5 раза больше, чем в теплый. Средняя продолжительность туманов летом здесь составляет 3—4 ч, но в отдельные годы они сохраняются в течение 15—24 ч. Однако такие продолжительные туманы составляют 1 % от общего числа. Чаще всего туманы в заливах непрерывно держатся от 1 до 4 ч (70—85 %); 20—23 % случаев они сохраняются от 4 до 8 ч (табл. 6.3).

Весной отмечается наибольшая повторяемость туманов с продолжительностью от 8 до 12 ч. В большинстве случаев туманы в Воронке и Горле (83 % на Терско-Орловском) имеют продолжительность не более 12 ч, из них на долю туманов длительностью от 1 до 4 ч приходится 60—80 %, от 4 до 8 ч — 23—

26 % и от 8 до 12 ч — 8—9 %. Повторяемость туманов, удерживающихся 24 ч и более, составляет 1—4 % и наблюдаются они чаще в летние месяцы. В этот период возможны и более длительные туманы (2—3 сут), но доля их составляет всего 0,2—0,8 %. Осенние туманы (октябрь — ноябрь) обычно кратковременны и в 75—80 % случаев сохраняются в течение 1—4 ч.

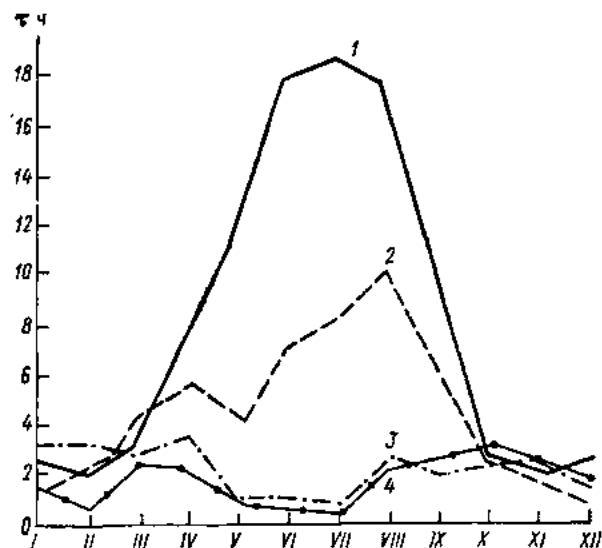


Рис. 6.3. Годовой ход продолжительности туманов.
1 — Канин Нос; 2 — Пялица; 3 — Архангельск; 4 — Кандалакша.

На рис. 6.4. приведен суточный ход повторяемости туманов. В теплое время года туманы чаще всего возникают ночью и утром, с максимумом в 3—6 ч, зимой — преимущественно утром и в первой половине дня. Осенью туманы чаще отмечаются утром и в первой половине дня.

По мере продвижения к югу (к заливам) суточный ход туманов проявляется более четко в течение всего года и связан с суточным ходом температуры воздуха. Наиболее часто осенние туманы наблюдаются здесь во второй половине ночи и утром, реже

Таблица 6.3

Повторяемость туманов различной непрерывной продолжительности. 1936—1980 гг., %

Интервал времени, ч	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Моржовец												
0—4	59	68	68	64	67	69	64	61	70	80	73	71
4—8	24	22	23	21	21	17	23	26	19	11	17	18
8—12	11	4	5	7	7	8	9	7	6	4	6	6
12—16	3	5	3	6	2	3	2	4	2	1	4	2
16—20	1	1	0,5	1	2	1	1	1	0,4	1	1	1
20—24	1			0,4	0,3	1	1	0,4	0,4	3		1
24—28						0,2		1	1			1
28—32	1		0,5			0,2			0,4			
32—36			0,5	0,4				0,2				
36—48					0,3	0,2						
>48						0,2		0,2	0,4			
Жижгин												
0—3	68	54	50	55	46	55	48	54	55	68	63	48
3—6	22	26	19	25	26	28	28	22	19	17	23	32
6—12	10	17	20	16	20	12	16	17	17	8	12	12
12—18		3	9	2	8	4	6	5	7	7	2	8
18—24		1	1	2			3	2	1			
24—36				0,8	0,7	0,6	0,5	0,5	1			
36—48			1									

во второй половине дня (15—18 ч). К тому же утренние туманы характеризуются наибольшей продолжительностью.

Первопричиной образования туманов на акватории моря является адвекция воздушных масс с определенными температурно-влажностными свойствами, поэтому существует связь между туманами и направлением ветра (рис. 6.5). Зимой и осенью ту-

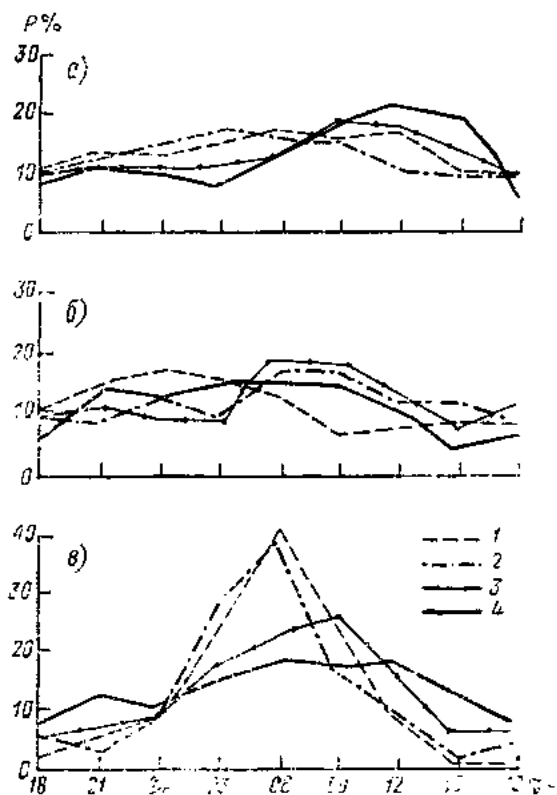


Рис. 6.4. Суточный ход повторяемости туманов по сезонам.

а — Каний Нос; б — Чавангиз; в — Кандалакша; 1 — весна; 2 — лето; 3 — осень; 4 — зима.

маны возникают при преобладающих в сезоне ветрах юго-западной четверти горизонта. Зимой туманы возникают как при ветрах с моря (около 50 % и менее), так и при ветрах с суши. Весной увеличивается число туманов при ветрах северной половины горизонта, и в 65—85 % случаев они отмечаются при ветрах, дующих с моря. В летнее время доля морских ветров на побережье и островах при туманах возрастает до 75—95 %. Над морем при туманах преобладают ветры северо-восточных направлений.

Скорость ветра при туманах обычно слабая и умеренная и в 65—75 % случаев равна 2—9 м/с. Повторяемость скоростей ≥ 10 м/с составляет 2—9 %. Как в холодное, так и в теплое время года туманы изредка могут наблюдаться при скоростях ≥ 15 м/с. Зимой и осенью туманы у побережья заливов образуются в 30 % случаев при безветренной погоде. Это преимущественно радиационные туманы. Летние туманы при затишьях отмечены в 20—25 % случаев.

Как показывают исследования [15, 35] в районе Белого моря наблюдаются четыре типа туманов: радиационные, адвективные, адвективно-радиационные и фронтальные. Радиационные туманы являются наиболее распространенным видом для побережья заливов в холодное время года, а адвектив-

ные туманы охлаждения — в теплое время года. Основным фактором возникновения первых является радиационное охлаждение достаточно влажного воздуха при малооблачной погоде и слабом турбулентном обмене. Анализ основных и кольцевых синоптических карт (1970—1976) за сроки,

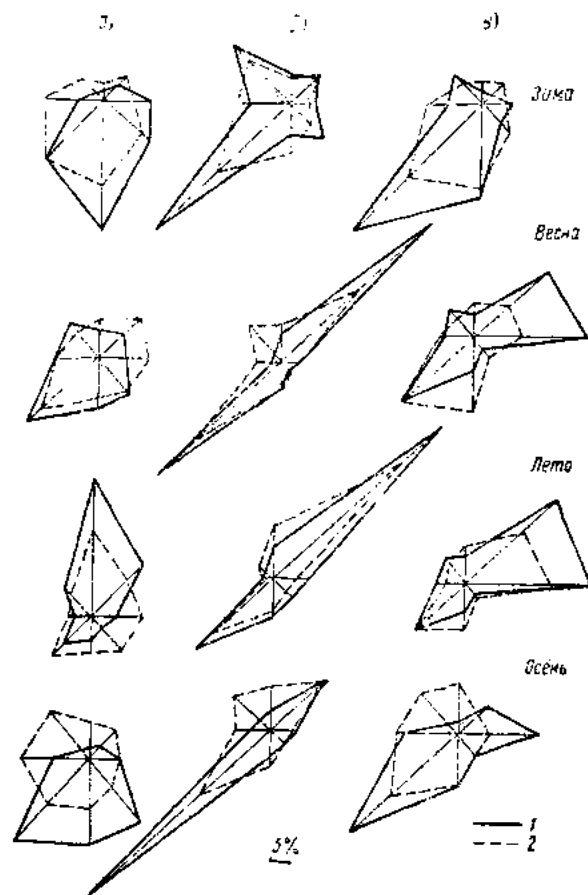


Рис. 6.5. Повторяемость направления ветра при туманах (1) и вне туманов (2) по сезонам, %.

а — Моржовец; б — Сисновец; в — Жигини.

предшествующие возникновению туманов или следующие непосредственно за его появлением, позволил выделить несколько типов атмосферных процессов, способствующих образованию туманов.

Радиационные туманы возникают [15]:

— в антициклонах, сформированных в достаточно влажных воздушных массах;

— в гребнях, смещающихся с Кольского полуострова или Скандинавии в тылу «ныряющих» и юго-западных циклонов, а также в ориентированных с районов Белоруссии, Московской области на Белом море;

— в тылу заполняющих циклонов, при прояснениях в ночные часы;

— после прохождения холодных фронтов в малоградиентных полях низкого давления. Радиационные туманы, образующиеся вследствие выхолаживания зимой, сохраняются не только утром, но и в первой половине дня, о чем было сказано при анализе суточного хода туманов;

— в малоградиентных полях повышенного давления (пример такого типа синоптических процессов дан на рис. 6.6 а, б).

Адвективные туманы образуются при выносе и последующем охлаждении относительно теплого и

влажного воздуха умеренных широт, перемещающегося с Балтийского моря или Скандинавии на районы Белого моря, а также на южной периферии малоактивных «ныряющих» циклонов (рис. 6.6 в). Особенно часто они возникают в теплый период года в Воронке, Бассейне, Горле и реже на заливах. Адвективные туманы образуются преимущественно при пасмурном небе в теплых секторах циклонов и наблюдаются при любой скорости ветра.

сколько видов метелей (пурга, общая метель с выпадением снега, низовая метель), но ввиду недостаточной точности их определения они объединены в одну группу, и днем с метелью считался день, в котором наблюдался хотя бы один из ее видов. Низовая метель на море возможна только с появлением ледяного покрова, поэтому в начале метелеопасного сезона число дней с метелью на открытых районах моря несколько меньше, чем на побережье.

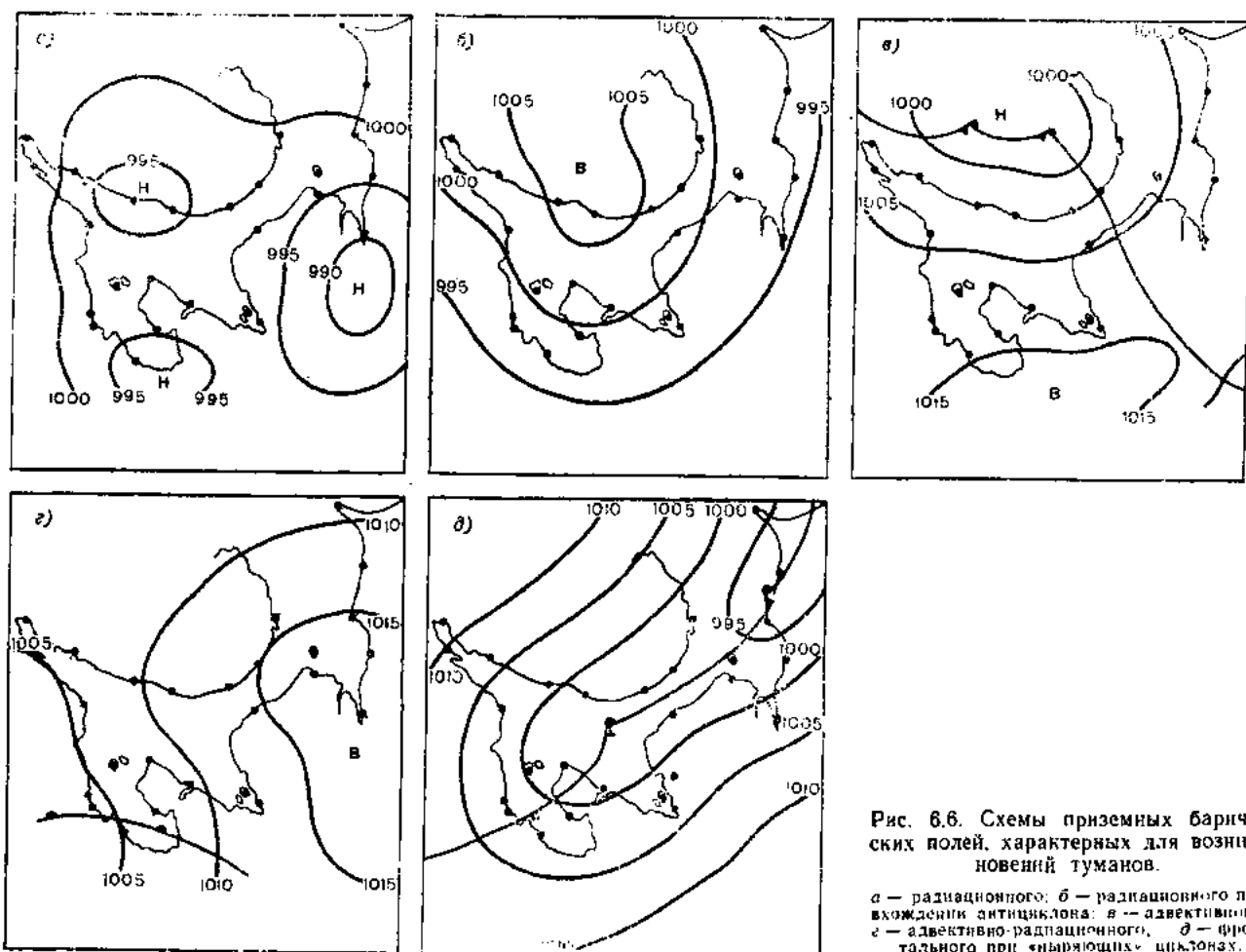


Рис. 6.6. Схемы приземных барических полей, характерных для возникновения туманов.

а — радиационного; б — радиационного при вхождении антициклона; в — адвективного; г — адвективно-радиационного; д — фронтального при «ныряющих» циклонах.

В некоторых случаях образованию туманов способствуют как адвективные (основные), так и радиационные (дополнительные) факторы. В связи с этим выделяется тип адвективно-радиационных туманов (рис. 6.6 г).

Адвективные туманы образуются при прохождении фронтов (чаще холодных), а также в глубоких ложбинах, ориентированных с северо-востока на юго-запад (рис. 6.6 д) и смещающихся с районов севера Скандинавии на Белое море.

В холодное время года на море нередко образуются туманы парения. Они возникают вследствие испарения воды с теплой водной поверхности при адвекции холодных масс воздуха, что наблюдается над дрейфующими льдами и разводами.

6.2. Метели

Метелеопасный сезон над Белым морем начинается с октября, а на севере Воронки — с сентября, когда возрастает вероятность выпадения твердых осадков и активизируется ветер. Существует не-

Метели на Белом море возникают чаще всего при прохождении южных, западных и «ныряющих» циклонов, перемещающихся с Баренцева моря на юго-восток. Наиболее длительные метели отмечаются при выходе южных циклонов и при прохождении серии циклонов с запада. В середине зимы при снегопадах и сильном ветре метели нередко принимают характер снежных буранов.

Частота и продолжительность этого явления не одинаковы в различных частях моря (табл. 6.4, 6.5). В Бассейне над относительно теплой водной поверхностью в октябре метели не ежегодны и наблюдаются 5—7 раз за 10 лет; их суммарная продолжительность в среднем меньше 10 ч за месяц. У побережья заливов, где температура воздуха на 1—2 °C ниже, чем в открытом море, и чаще выпадают осадки в виде снега, вероятность метелей больше и составляет 1—2 дня в месяц, но суммарная продолжительность их также меньше 10 ч. В Воронке в октябре число дней с метелью возрастает до 2—3 в месяц, а продолжительность — до 7—21 ч. На севере моря в среднем наблюдается около 4 дней с метелью, а в отдельные годы их число достигало 21 (Канин Нос, 1966).

Число дней с метелями

Характеристика	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	Год
Канин Нос. 1936—1980 гг.											
Среднее	0,2	4	12	18	21	19	17	12	5	0,6	109
σ		4,8	6,1	5,7	4,6	4,5	5,9	5,0	3,5	1,3	22,3
C_v		1,10	0,50	0,31	0,22	0,23	0,34	0,43	0,66	2,17	0,20
Наибольшее	7	21	25	29	30	26	30	24	14	5	145
Моржовец. 1936—1937, 1939—1980 гг.											
Среднее		2	9	15	17	14	12	6	2	0,1	77
σ		2,2	5,0	5,7	5,4	4,4	5,2	3,8	2,4	0,3	20,1
C_v		1,05	0,54	0,39	0,32	0,31	0,44	0,62	1,26	3,00	0,26
Наибольшее		7	19	27	28	23	27	14	9	1	115
Сосновец. 1938—1980 гг.											
Среднее		1	6	11	11	8	7	5	1	0,2	50
σ		1,6	4,2	4,8	4,1	3,8	4,2	3,5	1,6	0,4	14,3
C_v		1,45	0,68	0,45	0,37	0,45	0,57	0,76	1,45	2,00	0,28
Наибольшее		6	15	20	17	19	19	14	6	2	75
Кемь-Порт. 1936—1980 гг.											
Среднее		1	5	8	10	8	7	3	0,3	0,02	42
σ		1,7	3,7	4,6	5,1	4,1	3,9	2,5	0,8		14,4
C_v		1,70	0,77	0,55	0,52	0,49	0,55	0,78	2,67		0,33
Наибольшее		6	14	18	20	17	16	12	3	1	74
Архангельск. 1941—1980 гг.											
Среднее	0,03	0,8	3	5	6	5	5	1	0,3		26
σ		1,5	2,5	3,3	3,2	3,3	3,6	1,3	0,8		10,5
C_v		1,88	0,86	0,62	0,54	0,61	0,75	1,08	2,67		0,39
Наибольшее	1	7	11	12	13	14	16	5	2		49

Как повторяемость, так и продолжительность метелей увеличивается к середине зимы и максимальных значений достигает в январе. Это обусловлено интенсивной ветровой деятельностью и максимальным в году количеством дней с твердыми осадками. Кроме того, выпадающий в это время снег характеризуется наибольшей сухостью и легко переносится. Оттепели же в это время года редки.

В январе в Бассейне и Горле возможны 10—15 дней с метелями общей продолжительностью 100—120 ч. На заливах за счет ослабления ветра число дней с метелью и продолжительность их меньше и

составляет соответственно 9—13 дней и от 100 до 30—40 ч у побережья. К северу количество дней с метелью увеличивается. В Воронке в среднем наблюдается 16—18 дней при суммарной продолжительности 150—180 ч. У берегов Канин Носа, где часты сильные ветры, отмечается наибольшее число дней — до 22, а иногда они возможны каждый день (1941). Суммарная продолжительность метелей в этом районе в среднем составляет до 230 ч.

В феврале и марте число дней с метелью повсеместно уменьшается, но остается довольно высоким и только с апреля повторяемость метелей за-

Таблица 6.5

Средняя и наибольшая продолжительность метелей, ч

Станция	Продолжительность	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	Год	Продолжительность метелей в день с метелью, ч
Канин Нос	Средняя	1	28	100	177	232	213	168	94	38	2	1053	9,7
	Наибольшая	46	174	248	402	404	462	388	213	112	30	1659	
Моржовец	Средняя		12	77	136	157	134	100	47	13	1	677	8,8
	Наибольшая		62	180	352	365	328	306	143	72	10	1252	
Сосновец	Средняя		6	40	71	73	55	46	30	7	1	329	6,7
	Наибольшая		48	127	251	177	139	137	106	52	19	594	
Кемь-Порт	Средняя		6	44	73	80	70	59	23	2	0,3	357	8,5
	Наибольшая		46	166	224	204	153	192	122	20	14	749	
Архангельск	Средняя		1	12	28	33	29	22	6	1		132	5,3
	Наибольшая		20	50	69	69	71	46	48	21		182	

метно уменьшается. В Бассейне в апреле наблюдается в среднем по 3—4 дня с метелью, на заливах — 1—2 дня, в Воронке — 5—7 дней, у Канни Носа — 12 дней. Метеопасный период продолжается в основном до мая. В Воронке в мае наблюдается еще от 1 до 5 дней с метелью, хотя суммарная продолжительность их составляет всего 12—37 ч. В Горле возможен в среднем 1 день с метелью (8—

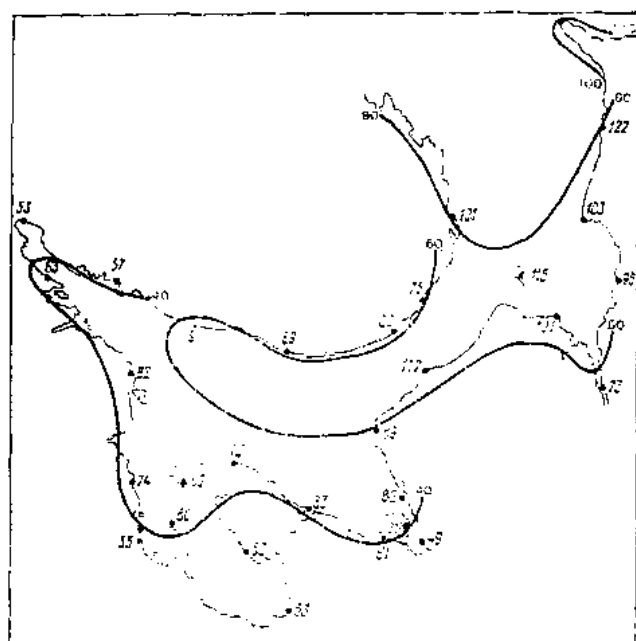


Рис. 6.7. Среднее число дней с метелями. Год.
Цифры у станции — максимальное число дней.

12 ч), а в южной части моря метели в мае не ежегодны. В редкие годы 1—2 раза за 10 лет на большей части моря и 5—6 раз за 10 лет на севере кратковременные метели могут наблюдаться в июне, их продолжительность в среднем менее 1 ч.

изменениями в атмосферной циркуляции повторяемость метелей в отдельные годы может существенно отличаться. В Бассейне при среднем годовом числе дней с метелью, равном 50—60, 1 раз в 20 лет воз-

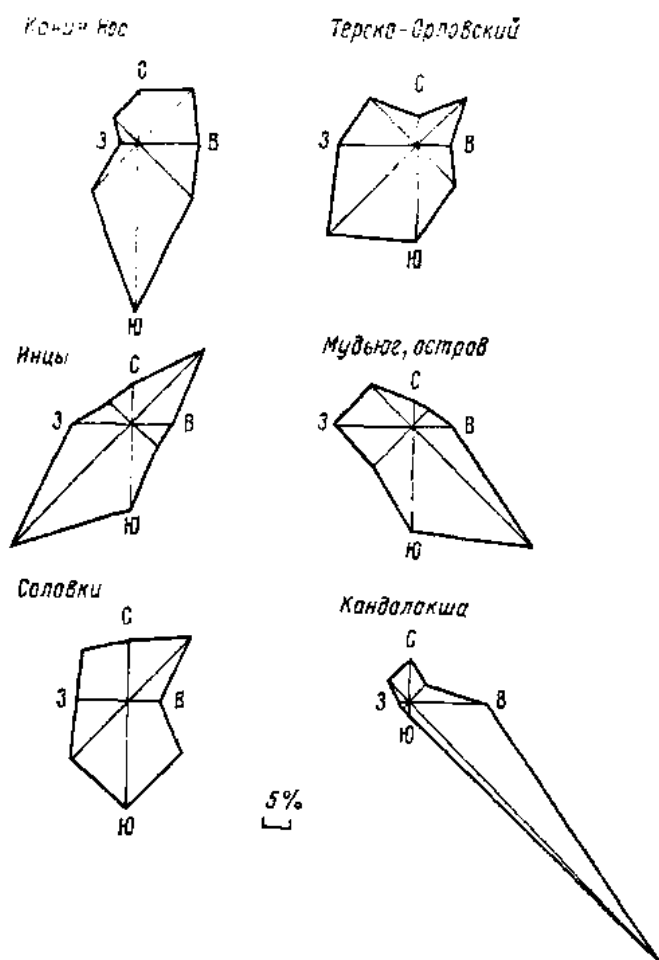


Рис. 6.8. Повторяемость направлений ветра при метелях, %.

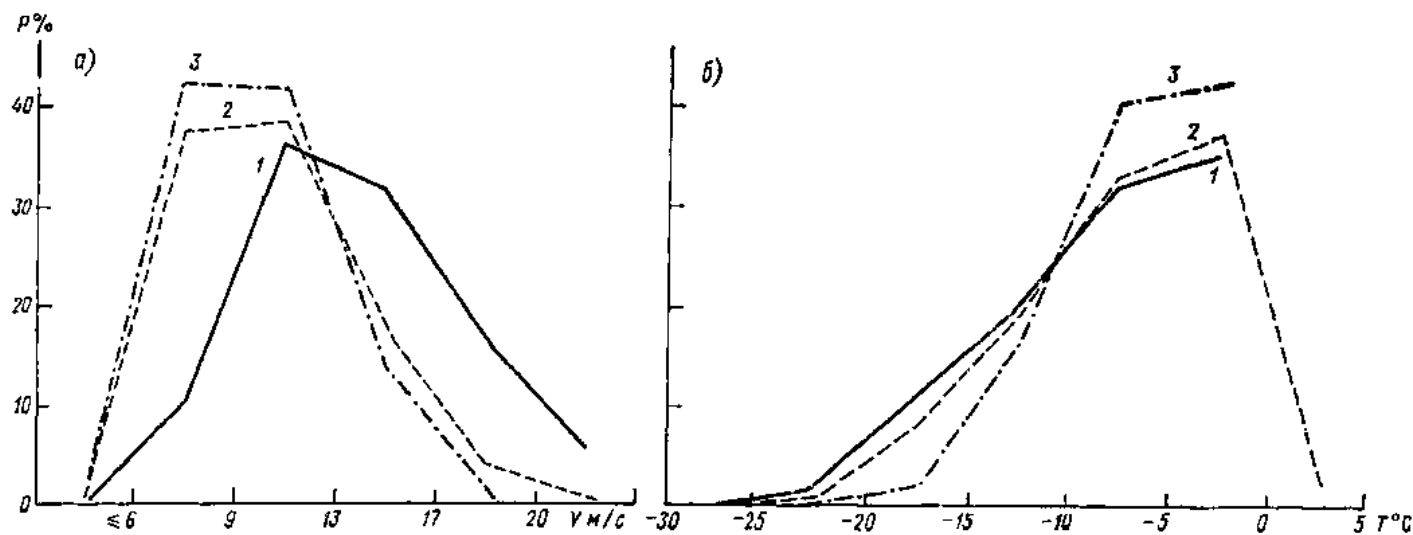


Рис. 6.9. Повторяемость скорости ветра (а) и температуры воздуха (б) при метелях, %.
1 — Канни Нос, 2 — Инцы, 3 — Соловки.

Продолжительность метеопасного периода на Белом море возрастает с юга на север в среднем: от 30 дней в Онежском и Двинском заливах до 80—100 в Воронке (рис. 6.7). В связи с естественными

можно 80—85 дней с метелями за зиму, в Воронке — 105—115 дней. В районе Канни Носа в январе и марте метели могут иногда наблюдаться почти каждый день (30 дней за месяц).

Для Белого моря наиболее характерны метели продолжительностью менее 6 ч. Ежегодно возможны метели по 36—48 ч, а в отдельные годы и более 48 ч. Средняя продолжительность метели в день с метелью составляет 9—10 ч в Воронке и Бассейне и 5—7 ч на заливах.

Метели чаще всего отмечаются при южных, юго-западных и юго-восточных ветрах (рис. 6.8). Значительная повторяемость южной составляющей ветра характерна для большинства метелей, поскольку они чаще бывают связаны с теплыми фронтами. Повторяемость направления ветра при метелях не всегда полностью совпадает с повторяемостью направления ветра за метелевый период, что связано с различными условиями защищенности места.

Метели, как правило, развиваются при скоростях ветра больше 6 м/с. На рис. 6.9 а показана повторяемость скоростей ветра при метелях для отдельных пунктов, расположенных в различных районах моря. В Воронке метели наиболее вероятны при скорости ветра 10—13 м/с (32—48 % случаев), а на

заливах — при скорости 6—9 м/с (43—62 %). В Горле и Бассейне метели почти равновероятны как при ветре 6—9 м/с, так и 10—13 м/с. Сильные ветры (≥ 15 м/с) при метелях в Бассейне, Горле, Воронке наблюдаются в 25—30 % случаев, а у побережья Онежского и Двинского заливов меньше чем в 10 %. Штормовые ветры (около 20 м/с и более) при метелях в Воронке могут развиваться в 3,0—5,5 % случаев, а на остальной территории только в редкие годы.

Температура воздуха при метелях может изменяться в широком диапазоне: от невысоких положительных значений до -20°C и ниже (рис. 6.9 б). В 70—80 % случаев температура воздуха при метелях не опускается ниже -10°C , а в 0,5—2 % случаев — ниже -20°C .

Особо опасные метели, сопровождающиеся ветром со скоростью ≥ 15 м/с и имеющие непрерывную продолжительность 12 ч и более, наблюдаются ежегодно в тех районах, где среднее число дней с метелями превышает 50 дней за сезон, т. е. в Бассейне, Горле и Воронке. На заливах такие метели также возможны, но не каждый год.

ЧАСТЬ II. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

1. ТЕМПЕРАТУРА И СОЛЕНОСТЬ ВОДЫ

1.1. Общие сведения

Характерной особенностью термохалинной структуры вод Белого моря является наличие двух типов вертикального распределения температуры и солености: однородного в Воронке, Горле, Мезенском и Онежском заливах и стратифицированного

в Бассейне, Двинском и Канда拉克ском заливах. Эта особенность впервые была отмечена К. М. Дерюгинным [37], давшим определение первому и второму типам как «горловской» и «бассейновой» соответственно.

Представление о двух типах вертикальной структуры вод моря дает рис. 1.1, где показано распре-

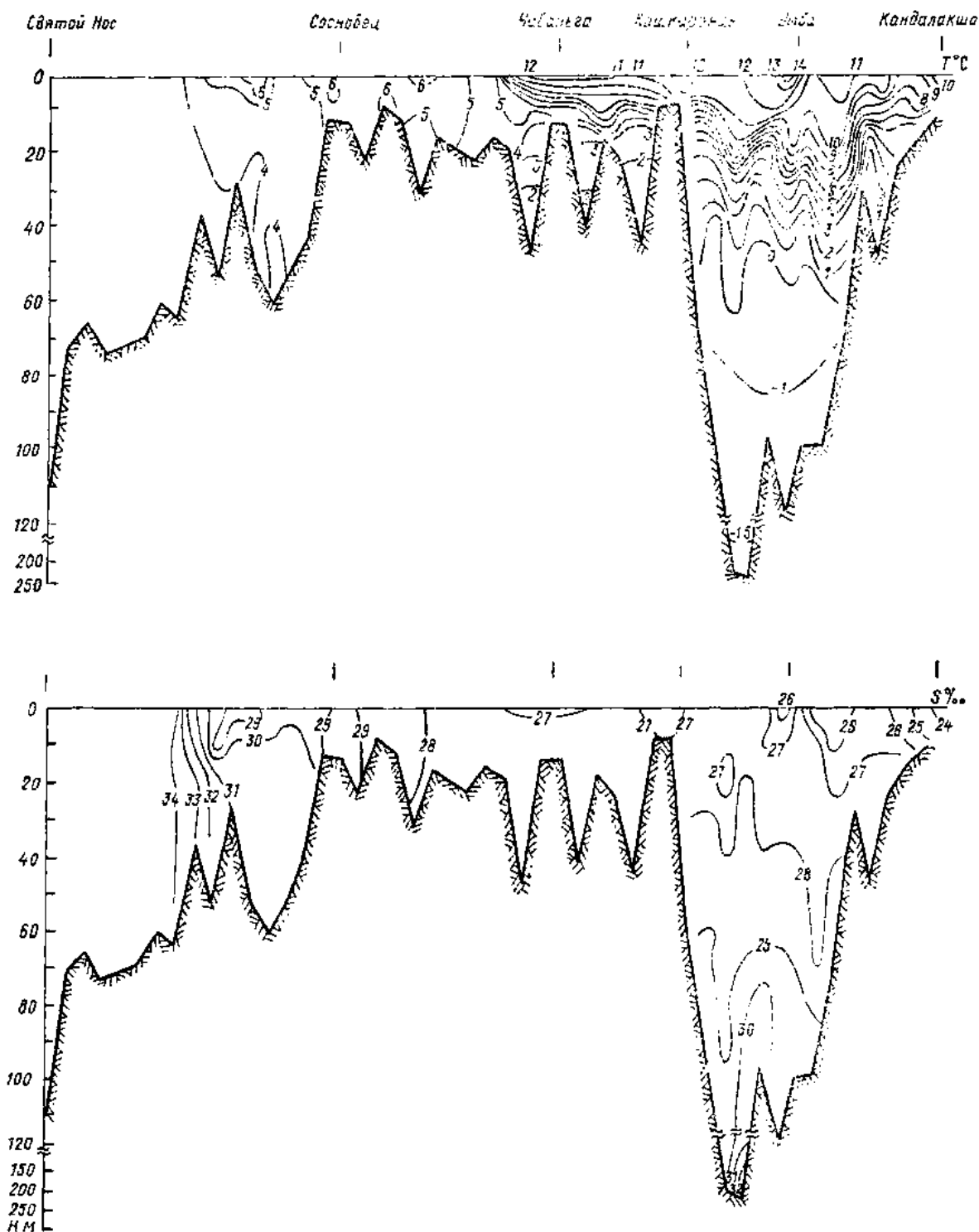


Рис. 1.1. Распределение температуры и солености воды от м. Святой Нос до Канда拉克ш.

деление температуры и солености от м. Святой Нос до Кандалякини. Видно, что в Воронке и большей части Горла воды однородны от поверхности до дна. Даже соленостный фронт, отделяющий воды Барен-

3 ‰/м. Весной, а иногда в начале лета, на глубинах 50—100 м отмечаются обширные линзы воды или даже непрерывный промежуточный слой, имеющие температуру около $-0,8^{\circ}\text{C}$ и соленость 28,8 ‰.

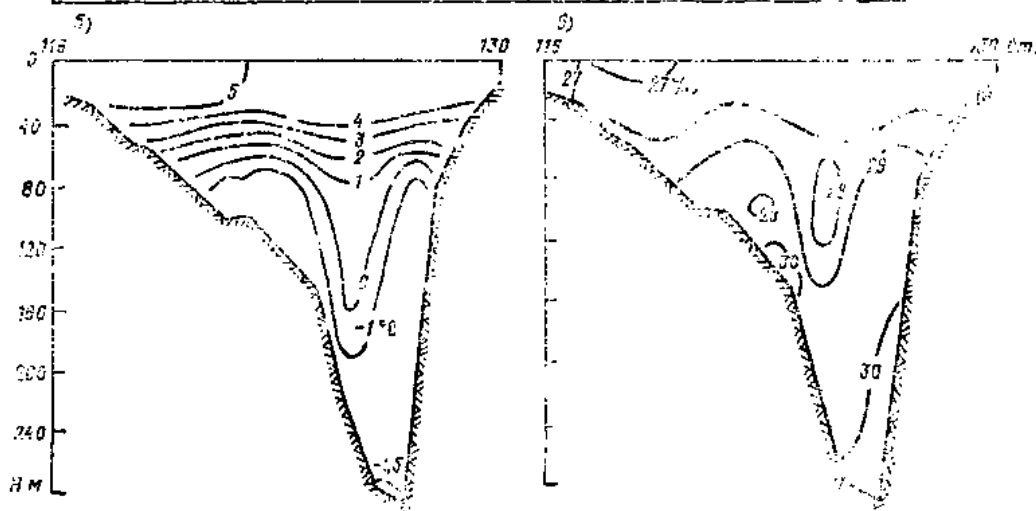
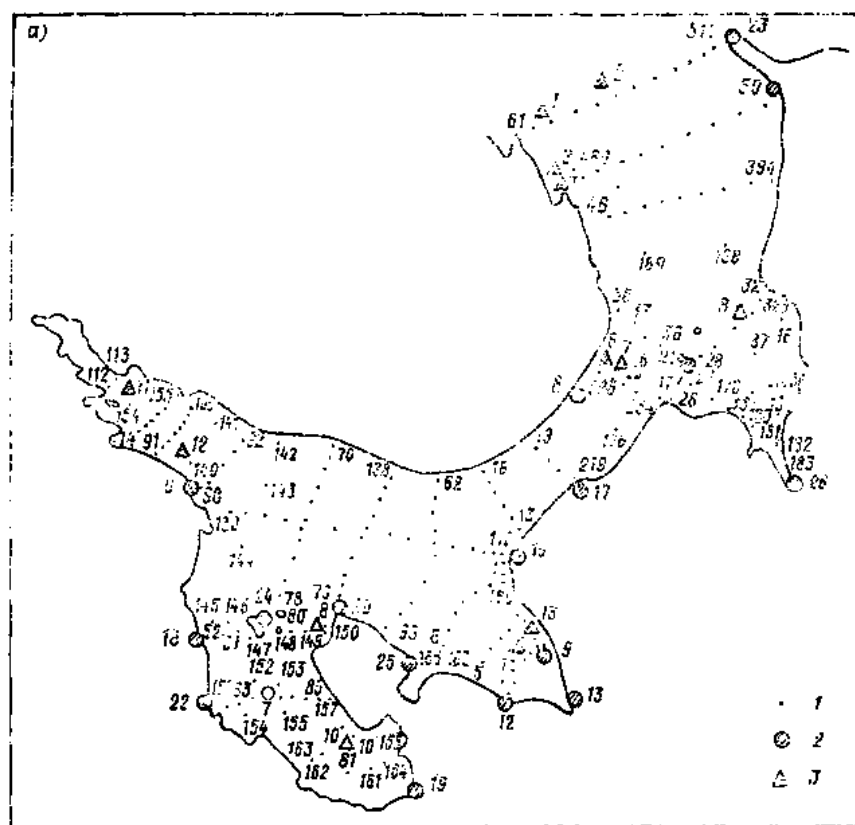


Рис. 1.2. Схема размещения океанографических разрезов, многоточных и гидрометеорологических станций (а) и распределение температуры (б) и солености (в) воды на разрезе м. Зимнегорский — о-ва Ивановы Луды. 27 октября 1972 г.

1 — стандартные и вековые разрезы; 2 — гидрометеорологические станции; 3 — многоточные станции

цева моря от вод Белого, расположен строго вертикально. В районе Горла, прилегающем к Бассейну, наблюдается термический фронт, отделяющий перемешанные воды от стратифицированных.

Солнечная радиация, горизонтальная и вертикальная турбулентность, адвективный перенос формируют в ряде районов однородный по вертикали слой (верхний квазиоднородный слой — ВКС), толщиной от десятка метров (в июне—июле) до 60 м (в октябре—декабре). Этот слой отделяется от остальной части однородных вод резким термогалоклином, в результате чего вертикальную структуру вод таких районов можно рассматривать как двухслойную. Градиенты температуры в термоклине могут достигать исключительно больших значений до $7^{\circ}\text{C}/\text{м}$, а градиенты солености в галоклине 2—

Особенности вертикальной термической структуры вод Белого моря дают основание избрать для анализа горизонтальной изменчивости полей температуры и солености горизонт 0 м, горизонт промежуточного теплого слоя (ПТС), горизонт 100 м.

Горизонт 0 м можно рассматривать как представительный для всего ВКС, а для перемешанных районов — для всей толщи воды. Горизонт 100 м характеризует нижележащие слои вплоть до самого дна.

Исходными материалами для изучения термохалинного режима послужили батометрические наблюдения на стандартных и вековых разрезах и ежесуточные наблюдения на береговых гидрометеорологических станциях (ГМС) (рис. 1.2 а).

Наблюдения по полной сетке разрезов проводятся 1 раз в сезон судами Северного территориального управления по гидрометеорологии. Такие же наблюдения, но по другой сети станций, проводятся Северным отделением ПИПРО. Весь материал систематизирован в Севгидромете с 1939 г. в виде банка данных «Океанография», что позволило накопить на каждой станции разреза от 10 до 130 наблюдений.

Расстояние между соседними станциями на разрезах составляет от 5 до 15 миль, а промежуток времени наблюдений равен в среднем 1,5 ч. Вся

два подынтервала: волны Россби и связанные с ними океанические фронтальные и свободные вихри, вынужденные неоднородности с масштабами баротропных атмосферных синоптических процессов;

4) глобальные неоднородности (с масштабами сотни и тысячи километров и периодами от нескольких месяцев до сотен лет). Здесь выделяются три подынтервала: сезонные колебания, главные океанические течения и вертикальная стратификация (межгодовая изменчивость). Для Белого моря целесообразно первый подынтервал разделить на

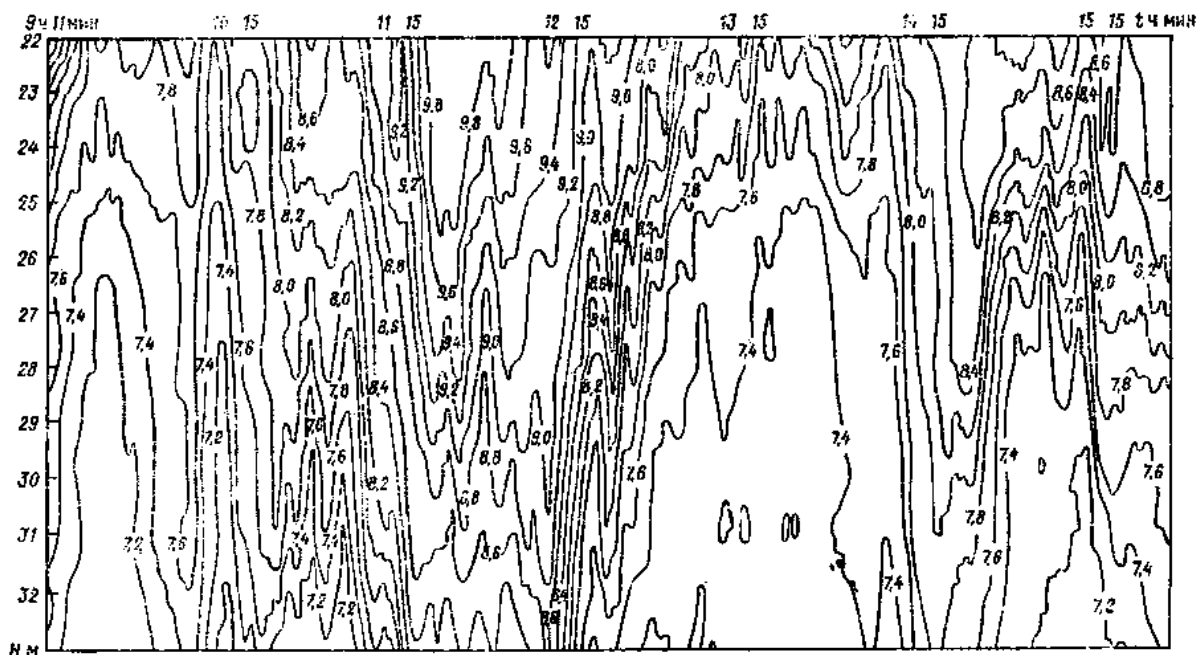


Рис. 1.3. Вариации глубины изотерм, обусловленных мелкомасштабной изменчивостью температуры воды. Измерения В. Х. Лившица в Анзерской Салме в июле 1983 г.

сезонная съемка Белого моря занимает, как правило, 15—20 сут.

Большая часть рядов температуры и солености воды, полученных на гидрометеорологических станциях, по продолжительности превышает 30 лет.

Для описания изменчивости термохалинных полей в рамках объективного анализа разработан метод, позволяющий эти поля представлять в виде суммы независимых составляющих различного пространственно-временного масштаба [111]. Приведение рядов к условию однородности осуществляется нормировкой на соответствующие средние квадратические отклонения. Такой подход позволяет также оценить вклад каждой составляющей в общую дисперсию процесса.

Согласно общепринятой классификации изменчивости океанологических процессов, весь диапазон пространственно-временных масштабов разбит на четыре интервала:

1) мелкомасштабные неоднородности (с масштабами от долей миллиметра до десятков — сотен метров и периодами от долей секунды до десятков минут);

2) мезомасштабные неоднородности (с масштабами от сотен метров до километров и периодами от часов до суток);

3) синоптические неоднородности (с масштабами десятки и первые сотни километров и периодами от суток до месяцев). В этом интервале выделяются

два: колебания с годовым периодом и внутригодовые колебания с периодами в несколько месяцев.

1.2. Мелкомасштабная изменчивость

Имеющиеся наблюдения не позволяют разделить квазинизотропную мелкомасштабную турбулентность, слоистую микроструктуру и другие характеристики, формирующие мелкомасштабную изменчивость, от погрешностей измерений, обусловленных в основном погрешностями определения координат и глубины станции. О вкладе суммы мелкомасштабных колебаний и погрешностей измерений в изменчивость температуры и солености можно судить по табл. 1.1. Из нее следует, что эта составляющая от поверхностных горизонтов к придонным до 30—35 % общей дисперсии процесса. Мелкомасштабная изменчивость температуры воды достигает максимума в районе Соловецкой фронтальной зоны, а солености — у Канинской.

Инструментальные данные ограничиваются измерениями В. Х. Лившица в 1983 г. в Анзерской Салме с помощью профильного температурного регистратора ANDERAA. Температура фиксировалась через 2 мин одиннадцатью датчиками, разнесенными по вертикали через 1 м. На рис. 1.3 прослеживаются мелкомасштабные флуктуации до 0,6 °C с периодами 6—18 мин. Поскольку район наблюдений расположен в зоне влияния Соловец-

Таблица 1.1

Оценка относительного вклада (в долях общей дисперсии процесса) составляющих изменчивости температуры и солености по горизонтам

Горизонт, м	Параметр	Изменчивость			
		межгодовая и внутригодовая	синоптическая	мезомасштабная	мелкомасштабная
0	T	0,52	0,28	0,15	0,05
	S	0,45	0,20	0,20	0,15
10	T	0,40	0,25	0,20	0,15
	S	0,35	0,20	0,30	0,15
20	T	0,35	0,25	0,25	0,15
	S	0,40	0,10	0,30	0,20
30	T	0,35	0,20	0,20	0,25
	S	0,40	0,10	0,20	0,30
40	T	0,30	0,15	0,25	0,30
	S	0,40	0,10	0,15	0,35
50	T	0,30	0,15	0,20	0,35
	S	0,50	0,10	0,10	0,30
100	T	0,30	0,20	0,20	0,30
	S	0,45	0,10	0,10	0,35

Примечание. Верхняя строка — температура; нижняя — соленость.

кого фронта, эти флюктуации можно рассматривать как максимальные.

1.3. Мезомасштабная изменчивость

В Белом море у двух типов вертикального распределения термохалинных характеристик формирование мезомасштабных колебаний происходит под действием различных физических причин. В районах с водами «горловского» типа такие колебания обуславливаются горизонтальными смещениями масс воды в течение приливного цикла. В. С. Березкиным [13] проводились довольно подробные исследования приливных колебаний температуры и солености в Горле. Оказалось, что амплитуда колебаний на горизонтах 0, 30, 60 м составляет для температуры соответственно 0,5; 0,4; 0,5 °C и для солености 0,74; 0,63; 0,68 ‰.

По данным Комплексной экспедиции 1981 г. в Онежском заливе у о. Кий на глубине 15 м амплитуда колебаний температуры воды за приливный период составляет около 0,4 °C, а по мере приближения к фронтальным зонам она увеличивается.

Непрерывные наблюдения АЦИТТом в Соловецких Салмах летом 1981 г. показали, что в Восточной Салме амплитуда приливных изменений температуры воды достигает 1,5 °C, а в Западной Салме едва превышает 0,6 °C. Эти различия вызваны в первую очередь тем, что из-за больших глубин Восточная Салма сильнее подвержена влиянию вод Бассейна.

Вывод об увеличении амплитуды мезомасштабных колебаний температуры воды в районах фронтальных зон подтверждается и другими фактическими данными. Эти колебания достигают наибольших значений у Горловского фронта. Аналогичный вывод можно сделать и о мезомасштабной изменчивости солености воды. Для нее характерны два максимума: у Горловского и Канинского фронтов.

В районах с хорошо выраженной стратификацией вод доминирующую роль играют вертикальные движения, связанные с внутренними волнами и турбулентностью, порождаемой сдвиговой и гидро-

динамической неустойчивостью приливных течений. Целенаправленных исследований внутренних волн в Белом море не проводилось. Тем не менее анализ имеющихся материалов наблюдений позволяет считать, что внутренние волны формируются, по-видимому, при прохождении приливной волны через порог, отделяющий Горло от Бассейна. Колебания термоклина при этом достигают 10 м, а изменения

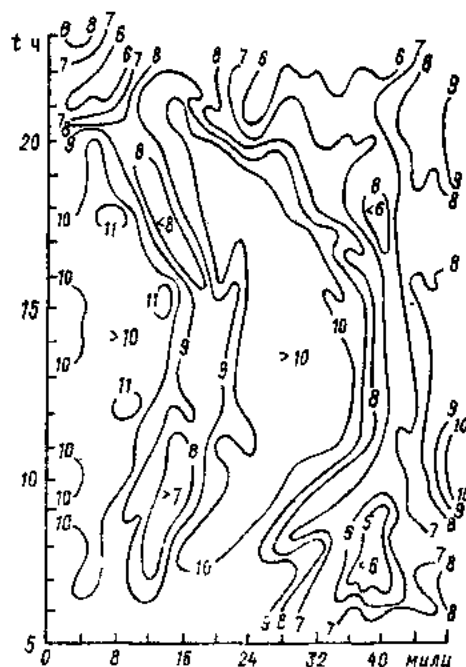


Рис. 1.4. Пространственно-временные изменения температуры поверхности по данным самолетной съемки ИК-радиометром.

температуры воды от подошвы до гребня волны составляют около 1,5 °C.

В Бассейне длины внутренних приливных волн, по-видимому, находятся в пределах 30—40 км. Кроме внутренних волн приливного происхождения имеются и другие волны, в частности с периодом несколько превышающим 1 ч, высотой до 5—6 м и перепадом температуры воды от подошвы до гребня около 0,8 °C.

Другой механизм, формирующий мезомасштабную изменчивость, связан с образованием вихрей при сдвиговой неустойчивости приливного течения. Такие вихри были зарегистрированы в проливе Нарутто [189], где наблюдался подъем к поверхности холодных глубинных вод. В Белом море подобные вихри зарегистрированы в 1985 г. в районе Горловского фронта самолетным ИК-радиометром МИР-3.

В это время через центральную часть одного из разрезов в течение 15 ч проходил вихрь, с теплыми водами в центре (рис. 1.4). На его периферии отмечался подъем более холодных вод и формирование циклональных вихрей более мелкого масштаба. Время существования вихрей не превышало 3 ч. Судя по расположению изолиний и вихревой структуре поля, основной вихрь был антициклоническим.

Вклад мезомасштабной изменчивости в общие колебания температуры и солености вод Белого моря наибольших значений достигает на глубинах, соответствующих положению термогалокина, а на поверхности и у придонных горизонтов он примерно одинаков.

1.4. Синоптическая изменчивость

Синоптическая изменчивость гидрофизических полей в морях и океанах связана со среднемасштабными вихревыми образованиями, имеющими горизонтальные размеры 10^0 — 10^2 км и продолжительности до 10^2 сут. Эти вихревые образования обладают огромной энергией и способны перемещать большие массы воды в вертикальной и горизонтальной плоскостях [57].

Разнообразные синоптические вихревые образования (СВО) подразделяются на следующие типы [16]:

1) фронтальные СВО, формирующиеся вследствие баротропно-бароклинической неустойчивости течений на океанических фронтах;

2) топогенные СВО, вызываемые неоднородностями рельефа дна при их обтекании;

3) синоптические вихревые образования, порождаемые прямым атмосферным воздействием;

4) фрикционные СВО, возникающие в районах с неоднородной скоростью течений за счет сдвиговой динамической неустойчивости. Основным источником энергии фрикционных вихрей является горизонтальный сдвиг скорости среднего течения.

Вихревые образования этих и других типов обнаружены во многих районах Мирового океана и в некоторых внутренних морях [57].

Однако в отличие от океана, в морях они изучены крайне слабо. Имеются лишь отдельные сведения о вихрях в Балтийском [2] и Черном [51] морях. Синоптические вихри в Белом море не исследовались. В то же время известны факты, свидетельствующие о значительной по глубине интрузии поверхностных вод и подъеме к поверхности холодных глубинных вод. В экспедициях неоднократно регистрировались линзы теплой и распресненной воды под термоклинном и галоклинном и даже на придонных горизонтах до 100 м. Эти явления носят локальный характер, но в том или ином виде обнаруживаются в различных частях моря. Генетически они связаны с динамическими процессами, способными возбуждать значительные вертикальные перемещения масс воды. В условиях сильной переслоенности и устойчивости вод Белого моря важность таких процессов для аэрации и перемешивания глубинных вод (по крайней мере до горизонта 100—120 м) особенно велика. Вполне очевидно, что сформировавшиеся в зимнее время в Горле глубинные воды Бассейна и Канда拉克шского залива не могут лишь под действием силы тяжести распространяться столь далеко, преодолевая на своем пути впадины и пороги. Следовательно, отмеченные процессы должны оказывать существенное влияние и на динамику придонных вод.

По-видимому, упомянутые особенности пространственного распределения температуры и солености связаны с вихрями в толще вод Белого моря.

Весьма показательна в этом отношении океанографическая съемка Бассейна от 21—27 октября 1980 г. В этот период в центральной части Бассейна был зарегистрирован антициклонический вихрь диаметром 30—40 км. Вызванное им опускание вод достигало глубины 150 м, в результате чего температура воды здесь повысилась до $0,1^\circ\text{C}$. В центре вихря находились воды с температурой 5°C , которые были захвачены из подповерхностных слоев моря, а по его периферии поднимались глубинные холодные воды. Горизонтальный контраст темпера-

туры воды при этом достиг на глубинах 40—60 м примерно $0,6^\circ\text{C}/\text{км}$. На рис. 1.2 б, в изображено распределение температуры воды и солености на разрезе м. Зимнегорский — о. Ивановы Луды 27 октября 1972 г. Вызванное антициклоническим вихрем опускание теплых вод привело к тому, что на глубине 160 м температура воды имеет положительное ($0,2^\circ\text{C}$) значение, в то время как средняя многолетняя температура для этого сезона и горизонта не превышает $-1,3^\circ\text{C}$. Имеются также факты, свидетельствующие о том, что в результате вертикальных токов в центре подобных вихрей соленость на глубинах 220—240 м понижается до 27‰. Таким образом, перемешивание вод синоптическими вихрями играет важную роль в формировании вертикальной структуры вод Белого моря.

Обнаружить описанные вихри по регистрации поля поверхностей температуры, например, с помощью автатермосъемки, не возможно, так как вертикальный поток тепла, как следует из характера распределения изотерм, направлен в глубинные слои. Поэтому эти вихри называют «открытыми». Они были зарегистрированы в Балтийском море и довольно подробно описаны в работе Ю. В. Суставова с соавторами [135].

В Белом море такие вихри наблюдаются, как правило, осенью в центральной части Бассейна. Для всех случаев их обнаружения приблизительно за 1—2 сут до океанографических съемок над Белым морем проходили циклоны.

В большинстве работ синоптические вихри трактуются как возмущения, порождаемые бароклинической неустойчивостью основного состояния океана [81]. Горизонтальный масштаб возмущений равен [108] внутреннему радиусу деформации Россби:

$$L_D = \frac{1}{f} \int_0^H N dz,$$

где f — параметр Корiolиса; H — глубина бассейна; N — частота Вайселя—Брента.

Для весны, лета, осени по материалам многолетних данных оценена величина L_D в Бассейне, составившая 11, 6 и 18 км соответственно. Отсюда следует, что наблюдавшиеся в Белом море синоптические вихри по своим горизонтальным масштабам превышают рассчитанные значения L_D в 4 раза. Аналогичные результаты получены для Балтийского моря [106].

Заметная роль синоптической изменчивости в формировании полей температуры и солености прослеживается и по результатам статистического анализа наблюдений. О синоптических колебаниях температуры и солености воды в Белом море дает представление рис. 1.5. Как видно, синоптическая изменчивость значительно превышает крупномасштабную, что характерно для всех островных станций (табл. 1.2). Наибольшее влияние движений синоптического масштаба на колебания T и S отмечается на островных станциях, находящихся в районе глубоководной части моря. Временные масштабы синоптической изменчивости имеют периоды от 25 до 32 сут (рис. 1.8).

1.5. Сезонная изменчивость

Ниже рассматриваются поля температуры и солености только для трех сезонов — весны, лета и осени, поскольку для зимнего времени имеются

лишь две неполные океанографические съемки Белого моря.

Горизонт 0 м. Поля солёности и особенно температуры воды на поверхности для всех сезонов имеют сложный характер. Отмечаются значительные сгущения изотерм и изохалин, очаги их повышенных и пониженных значений (рис. 1.6, 1.7). Особенно это характерно для весны и лета.

Наибольшие градиенты T и S в течение всего года наблюдаются в одних и тех же районах моря, расположенных у Соловецких островов, в Двинском и Кандалакшском заливах, на границе Горла и Бассейна, а также у Канинского берега. Перепады температуры и солёности достигают здесь $1^\circ\text{C}/\text{км}$ и $1,2\text{‰}/\text{км}$.

Фронтальные зоны разграничивают районы пе-

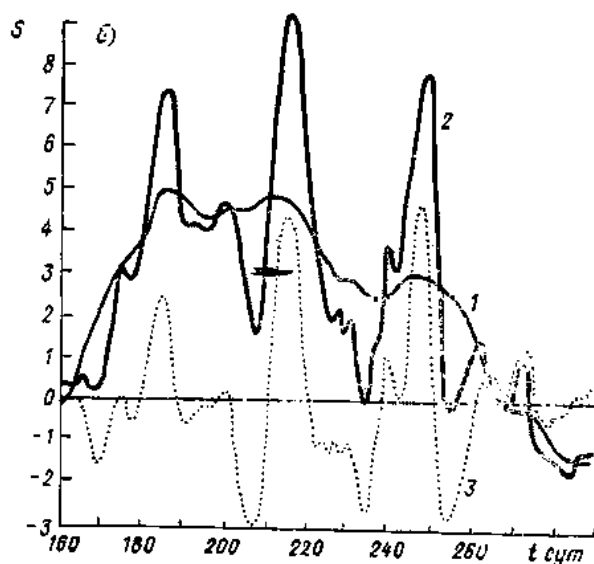
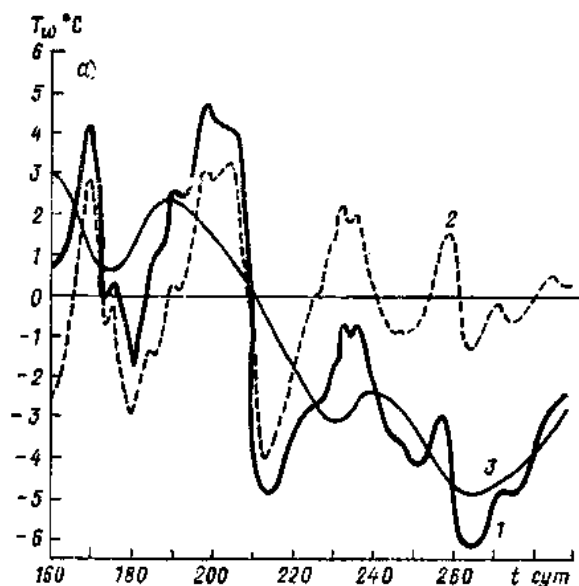


Рис. 1.5. Изменения во времени крупномасштабной (1), синоптической (2) и суммарной (3) составляющих температуры (а) и солёности (б) воды.

Во все сезоны температура воды имеет тенденцию роста в направлении с северо-востока на юго-запад, за исключением зимы, когда поступление теплых баренцевоморских вод и интенсивное выхолаживание Белого моря в его континентальной части формируют обратную картину. Контрасты температуры воды между северной и южной частями моря могут достигать весной, летом, осенью, зимой соответственно 4; 8; 2; 3 $^\circ\text{C}$, солёности — весной, летом, осенью соответственно 9; 8,5; 9,5 ‰.

Таблица 1.2

Оценка относительного вклада (в долях дисперсии) составляющих изменчивости температуры и солёности по данным островных гидрометеорологических станций

Станция	Элемент	Изменчивость		
		межгодо-вая	внутригодо-вая	синоптиче-ская
Жужмуй	T	0,41	0,34	0,25
	S	0,45	0,14	0,41
Сосновец	T	0,55	0,12	0,33
	S	0,34	0,24	0,42
Мудьюг	T	0,14	0,36	0,50
	S	0,32	0,48	0,20
Жикжги	T	0,35	0,20	0,45
	S	0,54	0,28	0,18
Моржовец	T	0,35	0,29	0,36
	S	0,39	0,27	0,34

Примечание. Верхняя строка — температура; нижняя — солёность.

ремешанных и стратифицированных речных и морских вод. Наиболее ярко выраженной и важной для формирования термической и солёностной структуры вод Белого моря является фронтальная зона Горла. Северо-восточнее этой зоны, в области перемешанных вод, максимум температуры наступает в конце августа в начале сентября, почти на месяц позже возникновения максимума в области стратифицированных вод, расположенной юго-западнее фронта. В то же время максимумы солёности по обе стороны от фронта отмечаются в октябре для перемешанных вод и в ноябре для стратифицированных. Это свидетельствует о различном влиянии адвекции на формирование полей T и S .

Ранней весной (середина мая) в районе Соловецких островов, в Кандалакшском заливе у Терского берега, а также вдоль Канинского берега находятся локализованные зоны с отрицательными температурными аномалиями. За исключением последнего района в них отмечаются повышенные значения солёности. В двух первых зонах с аномалиями T и S , по-видимому, связаны с фронтальным апвеллингом. Выход к поверхности холодных вод восточной части Воронки, которые здесь обычно наблюдаются на придонных горизонтах, связан с дивергенцией течений, формирующих севернее этого района циркуляцию с циклонической завихренностью, а южнее — с антициклонической.

Повышенные значения температуры воды весной в вершинах заливов обусловлены поступлением теплых речных вод. Различие между температурами вершин заливов и открытой частью моря составляет

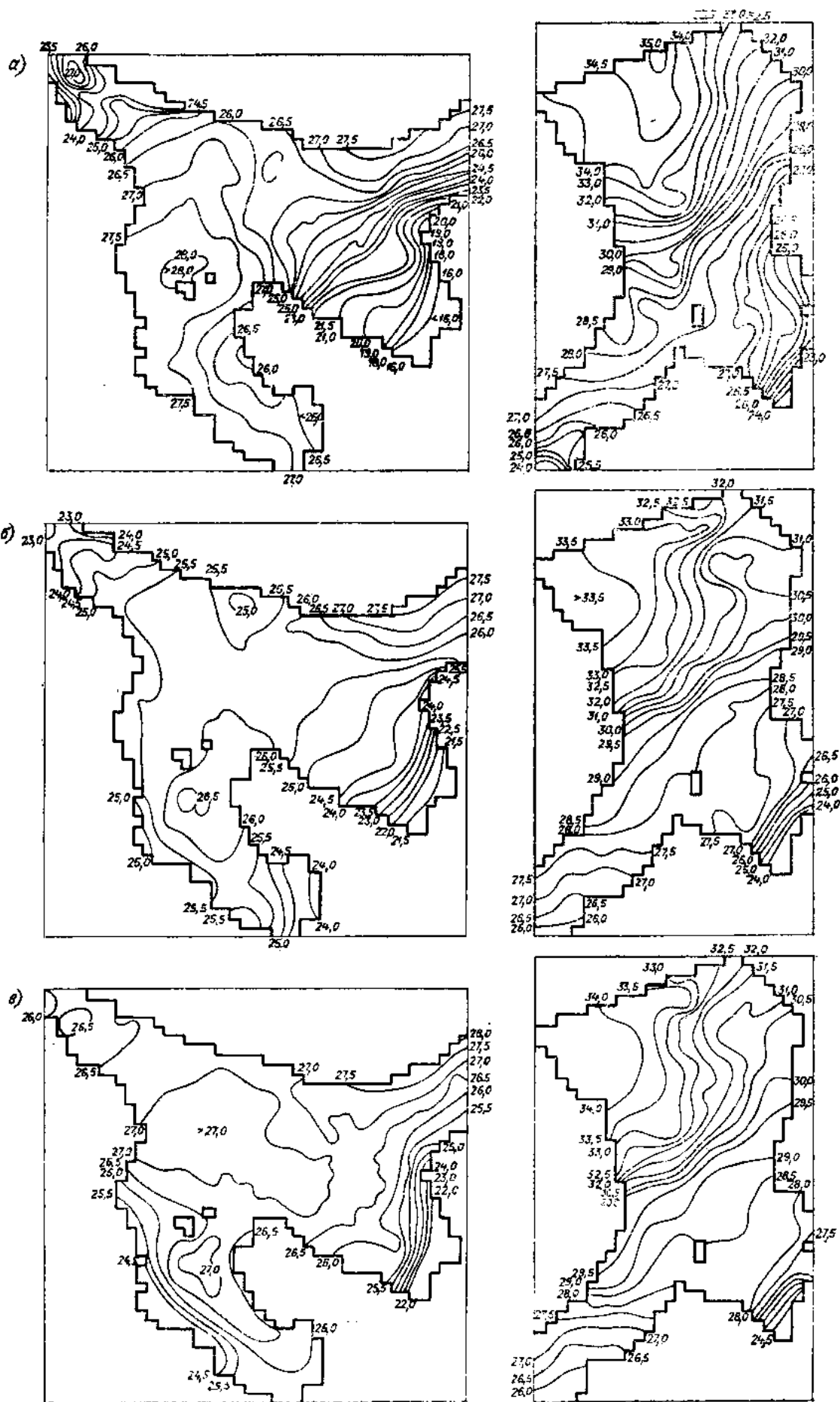


Рис. 1.7. Поля средней многолетней солености воды на поверхности для весны (а), лета (б) и осени (в), ‰.

Слева: Кандалакшский залив, Бассейн, Онежский залив, Двинский залив; справа: Горло, Воронка, Меленский залив

около $1,5^{\circ}\text{C}$; соленость в вершинах заливов понижается до 16‰ .

Интересно отметить, что на поверхности моря выделяется зона с повышенными значениями температуры в районе так называемого полюса холода. Весной она хорошо прослеживается по данным разрезов Тетрино-Лопшеньга и м. Зимнегорский — о. Ивановы Луды. Ее центр расположен в районе станций 67, 66, 121 (см. рис. 1.2а). Как правило, здесь наблюдаются тонкие линзы распресненной до $21\text{—}22\text{‰}$ и сравнительно теплой воды, что характерно для водных масс заливов, а не поверхностной водной массы Бассейна. Формирование этих линз можно объяснить меандрированием вдоль фронтального течения и отделением рингов от фронта, разграничивающего различные массы вод. Действительно, очень развитый в это время фронт Двинского залива ориентирован от Летнего берега к м. Зимнегорскому. Со стороны Двинского залива он имеет прогретые до 4°C и опресненные до 21‰ воды, в то время как со стороны Бассейна воды более холодные (2°C) и соленые ($26\text{—}27\text{‰}$). За счет градиента давления поперек фронта формируются вдольфронтальные течения, направленные к Горлу. Поэтому со стороны Бассейна будут образовываться теплые антициклонические вихри, а со стороны Двинского залива — холодные циклонические. В частности, об антициклонической завихренности теплого ринга можно судить по характерному заглублению изолиний T и S на станциях 67, 66, 121. Весной эти станции находятся на левой оконечности (если смотреть по ходу) стрежия двинских вод, распространяющихся в Горло. Чуть дальше в Бассейн, а именно в районе станций 122 и 123, происходит выклинивание на поверхность термогалоклина (т. е. появление фронта), который сформировался под влиянием распресненных вод залива. Здесь же, вероятно, в результате фронтального апвеллинга, образуется «полюс холода». Температура воды в нем на $1\text{—}2^{\circ}\text{C}$ ниже, чем в центральной части Бассейна и на $3\text{—}4^{\circ}\text{C}$, чем в стрежне двинских вод. Соленость в «полюсе холода» повышается и превосходит соленость открытой части моря на $1,5\text{‰}$, а двинских вод на $7\text{—}8\text{‰}$, а иногда и более.

В работе А. Г. Кравца [71] приводится картина остаточных приливных течений в Белом море. Судя по ней, в рассматриваемом районе формируется диполь с циклональной завихренностью течений в юристой части и в антициклонической части, прилегающей к берегу. Можно предположить, что отмеченные неоднородности в полях T и S вод Белого моря обуславливаются остаточными приливными течениями.

Выделенные неоднородности термохалинного поля являются важным звеном гидрологической структуры вод Белого моря. Поэтому целесообразно проследить их эволюцию в течение безледного периода по месячным картам.

Судя по июньскому расположению изотерм, из Двинского залива в Бассейн поступают теплые (около 7°C) воды. Очаг тепла, сформировавшийся в мае в районе станций 66 и 67, переместился ближе к Летнему берегу и продвинулся в глубь Бассейна. Воды в его центре имеют температуру около $8\text{—}8,5^{\circ}\text{C}$. Из отмеченных в мае отрицательных аномалий температуры сохранился только Соловецкий минимум ($3,5\text{—}4^{\circ}\text{C}$). Центральную часть Бассейна занимают воды с температурой 6°C , которые отделяются от вод заливов и Горла обострившимися

фронтальными зонами. Если, например, в мае контрасты через Соловецкую и Горловскую фронтальные зоны составляли $0,06^{\circ}\text{C}/\text{км}$ и $0,1^{\circ}\text{C}/\text{км}$, то в июне они возросли до $1^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Ближе к Бассейну продвинулся фронт Кандалакшского залива, а фронт Двинского стал не таким интенсивным, как в мае, и несколько сузился. В связи с этим зона подъема холодных вод переместилась из района станций 122—123 к станциям 120—121, т. е. на установленное Дерюгиным место «полюса холода». Другой район холодных вод, также связанный с фронтальным апвеллингом, находится у входа в Кандалакшский залив. Так, наблюдения 3—4 июня 1978 г. на станции 128 разреза м. Зимнегорский — о. Ивановы Луды и станции 95 разреза р. Сальница—Кирбей-Наволоки зафиксировали выход на поверхность холодных глубинных вод с температурой $-1,1^{\circ}\text{C}$ и соленостью $27,6\text{‰}$. В это время температура и соленость окружающих вод находились в пределах $3\text{—}6^{\circ}\text{C}$, и $15\text{—}26\text{‰}$. Следует подчеркнуть, что упомянутые фронты в большей степени определяются разностью солености соприкасающихся водных масс, нежели температуры.

Термохалинные поля в июле принимают более сглаженный вид. В вершинах заливов, прилегающих к Бассейну, температура повышается до $12\text{—}13^{\circ}\text{C}$. В Бассейне она имеет среднее значение около $10,5^{\circ}\text{C}$, а севернее Горловского фронта понижается до $5\text{—}6^{\circ}\text{C}$. Ядро тепла, сформировавшееся в мае на выходе из Двинского залива, отмечается теперь в самом центре Бассейна и имеет температуру около 11°C . Вероятно, это определенный Дерюгиным «полюс тепла». На океанографических разрезах он совпадает с положением станции 124. Здесь наблюдается характерное для антициклонической завихренности течений опускание теплых вод, о чем можно судить по заглублению изотерм. Вертикальные токи обуславливают положительные температуры на глубине около 60 м. Таким образом, этот очаг тепла связан в первую очередь с горизонтальной циркуляцией вод, в то время как холодные зоны — с вертикальными фронтальными движениями. Это же самое относится и к Соловецкой отрицательной аномалии, имеющей в июле температуру ниже $8,5^{\circ}\text{C}$.

Расположение изотерм на поверхности моря в этот месяц позволяет говорить об усилившейся адвекции теплых вод Кандалакшского залива в Бассейн. Такая тенденция сохраняется и в августе. В это время поля температуры и солености значительно выравниваются под влиянием течений и диффузионных процессов. Судя по температуре, фронтальные зоны размываются и, заставая, на поверхности уже не прослеживаются. Более устойчивы соленостные фронты, которые отделяют слабо трансформированные воды рек от вод заливов, а также воды Горла от баренцевоморских вод.

Осенью поле температуры становится безградиентным, тогда как из-за осеннего паводка градиенты солености достаточно значительны, особенно в районе Двинской фронтальной зоны, которая формируется в это время исключительно за счет солености.

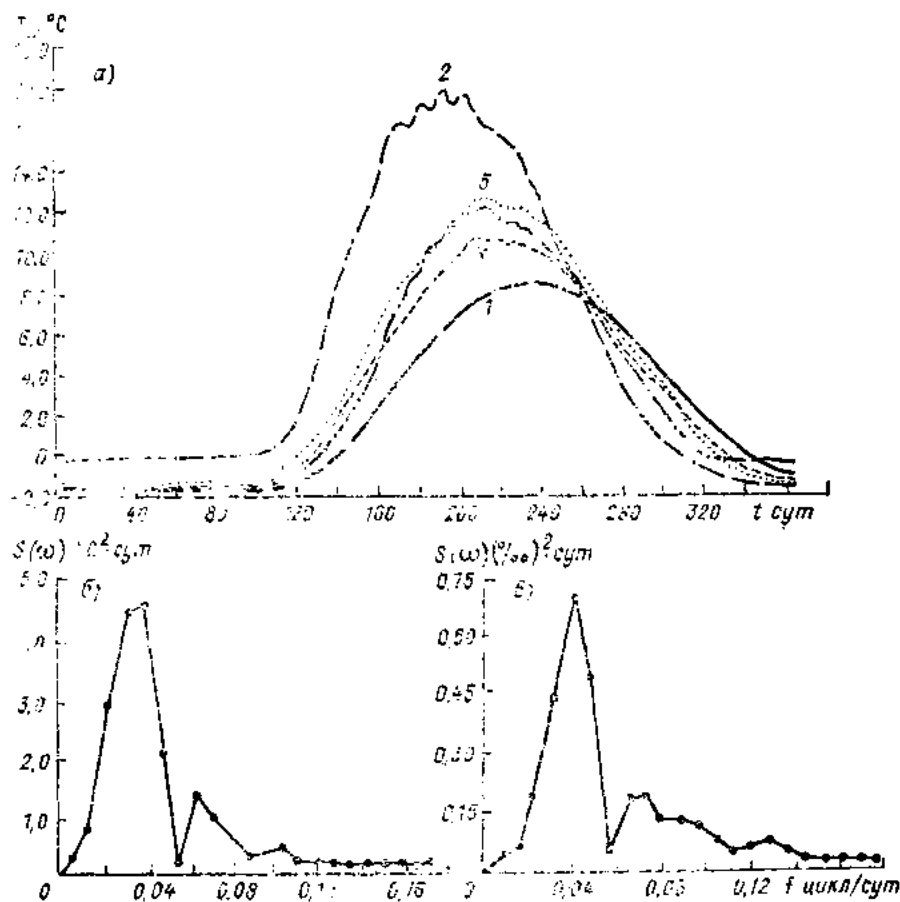
Как ранее отмечалось, изменения T и S на горизонте 0 м характерны для всего верхнего квазиоднородного слоя. В работе [45] представлены результаты исследования сезонных изменений некоторых характеристик ВКС. Показано, что в мае в Бассейне, Кандалакшском и Двинском заливах формируется ВКС толщиной $3\text{—}7$ м. Максимальная

его температура достигает 5—7°C в Двинском заливе, 4,5—5,5°C в Кандалакшском и 3,5—4,7°C в Бассейне. Полагалось, что в районах, где воды полностью перемешаны, ВКС занимает всю толщу, поэтому изменения его толщины не рассматривались. Температура же ВКС весной достигает 4°C в Онежском заливе, 1°C в Воронке и остается отрицательной в Горле и Мезенском заливе. Летом она повышается до 5—6°C на севере моря и в Горле, до 8—12°C в Мезенском и 10—15°C в Онежском заливах. В августе температура воды достигает максимума и составляет в Горле и Воронке 6—8°C, в Мезенском заливе 10—13°C, в Онежском и Двинском 14—17°C. В это же время температура ВКС стратифицированных районов повышается до 12—14°C, а толщина ВКС увеличивается до 11—12 км в Бассейне и 7—9 м в заливах. С сентября по ноябрь происходит интенсивное охлаждение и заглубление ВКС. Так, в ноябре его температура составляет 2—3°C, толщина 42—47 м.

Глубина промежуточного теплого слоя. Горизонт, на котором располагается инверсия температуры и солености, будем считать положением ядра ПТС. В настоящее время нет установившихся представлений о происхождении и динамике этого слоя, который почти всегда прослеживается на вертикальных разрезах и T, S -кривых. Более того, пока не совсем

Рис. 1.8. Годовой ход суточных норм температуры воды (а) и спектральные плотности температуры (б) и солености (в) воды, осредненные по островным гидрометеорологическим станциям.

1 — Сосновоец; 2 — Мудьюг; 3 — Жигжиг; 4 — Моржовоец; 5 — Жужжуй.



ясно, является ли этот слой результатом горизонтального перераспределения масс воды, связан ли он с вертикальной зимней конвекцией или является следствием того и другого. В работах [37, 107] происхождение ПТС связывается с вертикальным турбулентным или конвективным обменом. Однако есть основания считать, что в Белом море эти процессы менее важны по сравнению с атлантийской теплотой и солей в горизонтальной и вертикальной плоскостях.

Допущение об атлантийском характере происхождения ПТС является более достоверным. По-видимому, этот слой формируется ранней зимой (декабрь—январь) в результате распространения из Горла охлажденных и распресненных баренцево-морских вод с температурой около -0.8°C и соленостью 28,8‰.

Весной наблюдается общая тенденция заглубления ядра ПТС с юго-востока на северо-запад. Так, на границе Бассейна и Двинского залива оно расположено на горизонте около 40—50 м. Однако по мере продвижения к центральной части Бассейна глубина увеличивается до 55 м и его центр. В глубоководных районах Кандалакшского залива ядро располагается уже на глубине около 60 м.

Летом происходит общее заглубление ПТС на 10—15 м по сравнению с весной. Тенденция увеличения глубины залегания ядра от Двинского залива к Кандалакшскому сохраняется. Например, на станции 121 оно находится на глубине около 60 м, в то время как на станции 127 — на глубине 70—80 м.

Осенью с усилением вертикального турбулентного обмена кривые распределения T и S сглаживаются, что затрудняет определение положения ядра ПТС. Однако с учетом его небольшой транс-

формации положение ядра соответствует горизонту 80 м.

В целом поле температуры на указанных горизонтах довольно тесно коррелировано с полем солености, что говорит об общей природе их формирования.

Горизонт 100 м. Поля температуры и солености на этом горизонте отражают условия глубинных вод: по наблюдениям, начиная со 100 м и до дна, основные черты термохалинных полей остаются неизменными.

Средняя температура и соленость воды на горизонте 100 м составляет весной $-1,2^\circ\text{C}$ и 29‰. Во все сезоны термохалинные поля слабо контрастны, максимальные различия составляют менее $0,5^\circ\text{C}$ и 0,3‰. От весны к лету и от лета к осени изменения температуры и солености не превышают этих значений. Как и в ядре ПТС, поле температуры хорошо коррелировано с полем солености.

Чтобы охарактеризовать изменения T и S по пространству в течение всех календарных месяцев года, обратимся к данным островных станций.

На рис. 1.8 а представлены графики хода климатических суточных норм температуры, а в табл. 1.3 и 1.4 — статистические характеристики средних...

Статистические характеристики средних месячных значений солёности воды по отдельным станциям

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Жужмул													
N	36	36	36	36	35	36	36	36	36	36	36	36	36
$\bar{X}$	27,37	27,67	27,25	21,14	23,68	26,46	26,33	25,90	26,06	26,09	26,34	26,75	26,13
M	0,14	0,17	0,22	0,44	0,69	0,14	0,15	0,14	0,14	0,11	0,11	0,15	0,13
T	194,60	164,97	125,20	54,96	34,40	190,36	169,65	187,09	191,10	234,08	229,33	177,92	199,94
σ^2	0,71	1,01	1,70	6,95	16,59	0,70	0,87	0,69	0,67	0,45	0,47	0,81	0,61
S	0,84	1,00	1,31	2,64	4,07	0,83	0,93	0,83	0,82	0,67	0,69	0,90	0,78
A	-0,01	-0,07	-1,25	-0,57	-1,25	-1,10	-0,28	-0,19	0,39	0,70	0,47	0,82	-0,64
E	-0,69	-0,30	2,87	-0,54	0,15	1,98	1,20	-0,02	0,60	1,85	1,51	-0,39	1,68
Жижгин													
N	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35
$\bar{X}$	27,30	27,67	27,75	26,24	25,69	26,84	26,93	26,85	26,91	26,76	26,77	26,88	26,88
M	0,20	0,21	0,13	0,30	0,14	0,13	0,13	0,11	0,13	0,14	0,15	0,15	0,12
T	134,26	133,49	206,01	86,78	61,81	205,02	213,57	232,56	208,48	187,44	175,84	175,96	231,41
σ^2	1,45	1,50	0,63	3,20	6,04	0,60	0,56	0,47	0,58	0,71	0,81	0,82	0,47
S	1,20	1,23	0,80	1,79	2,46	0,77	0,75	0,68	0,76	0,84	0,90	0,90	0,69
A	-1,37	-1,42	-1,60	-1,52	-1,31	0,82	0,07	-0,55	0,30	-0,13	-1,30	-1,80	-0,44
E	9,00	10,09	4,76	2,71	0,46	5,11	0,42	0,81	0,47	3,09	5,11	7,55	1,22
Ишты													
N	22	22	22	22	23	23	23	23	23	23	23	23	23
$\bar{X}$	24,92	26,49	26,06	23,34	19,46	22,17	24,13	25,03	23,91	23,36	23,29	24,50	23,87
M	0,40	0,31	0,27	0,51	0,48	0,46	0,33	0,26	0,38	0,33	0,37	0,36	0,19
T	61,51	86,73	97,76	46,11	40,74	48,61	72,48	95,41	62,43	71,13	62,49	67,35	128,67
σ^2	3,61	2,05	1,56	5,64	5,25	4,78	2,55	1,58	3,37	2,48	3,20	2,91	0,79
S	1,90	1,43	1,25	2,36	2,29	2,19	1,60	1,26	1,84	1,57	1,79	1,71	0,89
A	-0,55	-0,49	-0,31	-0,60	0,05	0,52	-0,05	-0,75	-0,76	-0,09	-0,87	-1,68	0,29
E	0,37	-1,23	-0,31	-0,36	-0,68	0,85	-0,52	0,79	1,97	-0,32	0,62	4,33	-0,78
Соловки													
N	19	20	18	18	20	20	20	20	20	20	20	20	20
$\bar{X}$	22,89	20,98	20,56	20,11	22,72	27,00	26,72	26,39	26,51	26,20	25,52	24,24	23,87
M	0,57	0,84	0,73	0,78	0,75	0,25	0,26	0,31	0,29	0,26	0,29	0,45	0,32
T	40,54	25,06	28,37	25,73	30,43	109,66	103,70	85,85	90,95	100,65	88,70	53,89	74,45
σ^2	6,06	14,02	9,45	10,99	11,15	1,21	1,35	1,89	1,70	1,36	1,66	4,05	2,06
S	2,46	3,74	3,07	3,32	3,34	1,10	1,16	1,37	1,30	1,16	1,29	2,01	1,43
A	-0,99	-1,10	-0,21	-0,50	-0,90	-0,91	-0,60	-1,50	0,31	0,45	0,20	-0,38	-0,68
E	0,58	0,60	-0,75	-0,68	-0,34	2,01	-0,42	3,41	-0,46	0,53	-1,02	-0,94	0,67
Сосновец													
N	35	35	35	35	35	36	35	36	36	35	36	35	36
$\bar{X}$	30,78	3,13	31,37	30,43	28,81	29,22	29,35	29,46	29,80	29,99	29,97	30,27	30,05
M	0,15	0,16	0,15	0,16	0,36	0,17	0,10	0,17	0,09	0,15	0,11	0,15	0,09
T	200,3	196,2	208,8	189,0	80,1	173,7	286,9	178,6	344,1	200,8	269,0	208,7	334,0
σ^2	0,83	0,89	0,79	0,91	4,53	1,02	0,37	0,98	0,27	0,78	0,45	0,74	0,29
S	0,91	0,94	0,89	0,95	2,13	1,01	0,61	0,99	0,52	0,88	0,67	0,86	0,54
A	0,47	0,25	-0,05	-0,37	-1,92	0,33	-0,18	-2,73	0,82	2,31	1,07	1,43	0,32
E	3,53	1,27	-0,10	1,41	3,72	1,56	2,57	11,71	5,92	6,67	2,86	2,90	1,00
Мудьюг													
N	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36
$\bar{X}$	7,05	5,60	4,94	2,80	0,73	1,75	4,12	5,79	6,46	5,15	6,63	8,67	4,98
M	0,49	0,38	0,35	0,32	0,10	0,20	0,33	0,36	0,40	0,42	0,44	0,40	0,17
T	14,43	14,92	14,21	8,87	7,15	8,86	12,68	16,30	16,29	12,18	15,15	21,50	28,71
σ^2	8,59	5,08	4,34	3,60	0,38	1,40	3,81	4,55	5,67	6,44	6,89	5,86	1,08
S	2,93	2,25	2,08	1,90	0,62	1,18	1,95	2,13	2,38	2,54	2,63	2,42	1,04
A	-0,30	0,31	0,45	1,59	3,11	1,34	0,86	2,03	0,08	0,59	0,02	0,09	0,24
E	-1,11	-0,46	0,36	1,81	11,13	2,07	0,83	-1,08	-0,22	-0,24	-0,69	-0,66	-0,86
Моржовец													
N	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35
$\bar{X}$	29,92	30,60	30,61	29,74	28,27	27,88	28,09	28,33	28,53	28,72	28,55	29,11	29,02
M	0,17	0,24	0,19	0,22	0,32	0,22	0,22	0,18	0,19	0,18	0,18	0,19	0,14
T	172,4	130,2	159,8	134,9	88,7	128,3	126,9	154,2	154,0	161,6	159,1	152,3	202,5
σ^2	1,05	1,93	1,28	1,70	3,55	1,65	1,71	1,18	1,20	1,11	1,13	1,28	0,72
S	1,03	1,39	1,13	1,31	1,89	1,29	1,31	1,09	1,10	1,05	1,06	1,13	0,85
A	-1,08	1,04	0,42	-0,42	-1,22	-0,19	0,37	-0,05	0,31	0,07	-0,11	-0,08	0,340
E	2,93	1,13	0,06	0,24	3,12	-0,29	-0,47	-0,99	-0,96	-1,02	-0,57	-0,22	-0,5

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Канин Нос													
<i>N</i>	26	26	26	25	25	26	27	26	25	25	27	27	27
$\bar{X}$	31,97	32,29	32,44	32,33	31,62	31,67	31,26	31,39	31,61	31,56	31,44	31,51	31,73
<i>M</i>	0,11	0,19	0,19	0,21	0,31	0,12	0,19	0,16	0,15	0,18	0,17	0,16	0,11
<i>T</i>	297,4	167,8	167,8	156,6	102,1	267,3	168,7	198,4	215,9	172,2	186,1	195,5	293,6
σ^2	0,30	0,96	0,97	1,07	2,40	0,37	0,93	0,65	0,54	0,84	0,77	0,70	0,32
<i>S</i>	0,55	0,98	0,99	1,03	1,55	0,60	0,96	0,81	0,73	0,92	0,88	0,84	0,56
<i>A</i>	0,03	0,51	0,75	0,37	-3,32	-0,74	-0,71	-0,99	-1,53	-1,79	-1,63	-0,49	-0,11
<i>E</i>	1,43	-0,30	-0,25	-0,27	12,20	4,51	0,24	1,40	2,11	6,37	3,54	0,90	4,04
Зимнегорский маяк													
<i>N</i>	22	22	20	21	17	22	22	22	22	22	22	22	22
$\bar{X}$	22,88	23,41	24,56	20,88	18,42	19,67	21,38	22,96	22,25	21,62	21,34	22,15	21,58
<i>M</i>	0,50	0,77	0,68	0,89	0,86	0,82	0,47	0,53	0,50	0,49	0,54	0,36	0,30
<i>T</i>	45,46	30,44	36,07	23,56	21,45	24,10	45,22	43,48	44,91	43,90	33,20	62,36	71,77
σ^2	5,57	13,04	9,27	16,49	12,54	14,66	4,92	6,13	5,40	5,34	9,09	2,78	1,99
<i>S</i>	2,36	3,61	3,05	4,16	3,54	3,83	2,22	2,48	2,32	2,31	3,02	1,67	1,41
<i>A</i>	-1,23	-1,69	-0,75	-0,27	-0,28	-0,52	0,02	1,68	-0,05	-0,29	-1,53	-1,19	-0,26
<i>E</i>	2,28	1,35	-0,92	-1,26	-0,98	-0,46	-0,87	4,37	-0,90	-0,14	2,65	0,94	-0,14
Кемь-Порт													
<i>N</i>	23	23	23	23	23	23	23	22	22	21	20	20	23
$\bar{X}$	6,13	5,68	5,85	4,70	4,92	7,86	9,38	11,53	13,50	14,67	13,17	9,05	8,70
<i>M</i>	0,45	0,45	0,41	0,43	0,46	0,39	0,43	0,44	0,47	0,43	0,51	0,48	0,25
<i>T</i>	13,75	12,60	14,47	11,01	10,77	20,34	21,78	26,27	28,69	33,78	26,01	18,65	34,52
σ^2	4,57	4,67	3,77	4,20	4,80	3,44	4,27	4,24	4,87	3,96	5,13	4,70	1,46
<i>S</i>	2,14	2,16	19,41	2,05	2,19	1,85	2,07	2,06	2,21	1,99	2,27	2,17	1,21
<i>A</i>	1,48	2,21	2,17	1,57	0,15	0,15	0,15	0,17	0,24	0,33	0,84	0,25	0,27
<i>E</i>	3,08	6,07	7,12	3,68	-1,32	-0,88	-0,21	-0,60	0,20	-0,60	-0,40	0,52	-0,59

Примечание. *N* — число наблюдений; $\bar{X}$ — среднее арифметическое; *T* — достоверность среднего; σ^2 — дисперсия; *S* — стандартное отклонение; *A* — коэффициент асимметрии; *E* — коэффициент эксцесса.

Таблица 1.
Статистические характеристики средних месячных значений температуры воды по отдельным станциям

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Жужмуй													
<i>N</i>	39	39	39	39	39	39	39	39	39	38	39	38	39
$\bar{X}$	-1,5	-1,52	-1,43	-0,95	1,87	7,16	11,25	12,09	9,43	4,80	0,66	-1,27	3,42
<i>M</i>	0,01	0,01	0,03	0,08	0,23	0,24	0,20	0,15	0,14	0,18	0,15	0,05	0,08
<i>T</i>	-103,8	-112,2	-51,32	-12,77	7,98	30,1	56,51	79,72	69,65	20,05	4,51	-26,8	39,79
σ^2	0,01	0,01	0,03	0,22	2,14	2,20	1,55	0,90	0,72	1,20	0,85	0,08	0,29
<i>S</i>	0,09	0,09	0,17	0,47	1,46	1,48	1,24	0,95	0,85	1,09	0,92	0,29	0,54
<i>A</i>	-0,69	-0,29	1,60	1,16	0,14	-0,44	-0,07	-0,18	-0,46	0,21	0,55	1,89	-0,23
<i>E</i>	0,53	-0,68	3,22	1,02	-0,98	-0,67	-0,48	-0,31	-0,33	-0,03	0,84	4,22	-0,89
Сосновец													
<i>N</i>	37	37	37	37	37	37	37	37	37	37	37	37	37
$\bar{X}$	-1,63	-1,73	-1,74	-1,62	-0,49	3,01	6,50	8,22	7,70	5,27	2,09	-0,62	2,1
<i>M</i>	0,03	0,01	0,01	0,03	0,11	0,18	0,17	0,17	0,14	0,15	0,15	0,12	0,80
<i>T</i>	-56,7	-140,4	-149,4	-64,26	-4,30	16,6	37,3	48,9	56,6	34,03	13,7	-5,29	26,7
σ^2	0,03	0,01	0,01	0,02	0,48	1,22	1,12	1,04	0,68	0,88	0,86	0,51	0,22
<i>S</i>	0,17	0,08	0,07	0,15	0,70	1,11	1,06	1,02	0,83	0,94	0,93	0,72	0,48
<i>A</i>	1,34	0,48	0,50	0,52	0,66	-0,54	-0,74	-0,48	-0,29	0,04	-0,01	0,34	-0,22
<i>E</i>	1,43	-1,38	-1,18	-0,91	-0,28	0,08	0,81	-0,14	-0,46	-0,92	0,80	-0,37	-0,61
Мудьюг													
<i>N</i>	39	38	39	39	39	39	39	39	39	39	37	39	39
$\bar{X}$	-0,38	-0,29	-0,24	-0,14	4,58	13,8	17,05	15,22	9,69	3,09	-0,14	-0,41	5,20
<i>M</i>	0,02	0,02	0,02	0,03	0,37	0,26	0,29	0,21	0,19	0,23	0,05	0,02	0,02
<i>T</i>	-15,5	-13,14	-11,53	-5,69	11,8	53,08	58,8	72,08	59,7	13,5	-2,7	-21,8	73,7
σ^2	0,02	0,02	0,02	0,12	5,83	2,64	3,28	1,71	1,48	2,03	0,09	0,01	0,11
<i>S</i>	0,02	0,14	0,13	0,16	2,41	1,62	1,81	1,32	1,22	1,42	0,30	0,12	0,42
<i>A</i>	-0,41	-0,49	-0,34	0,16	0,13	0,13	0,50	0,72	-0,11	0,40	1,68	0,16	-0,32
<i>E</i>	-0,56	0,16	-0,33	1,56	-1,00	-0,84	-0,68	-0,04	-0,38	-0,65	3,33	0,97	-0,92

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

Зимнегорский маяк

N	39	39	39	38	39	39	39	39	39	39	39	39	39
$\bar{X}$	-1,23	-1,34	1,33	-1,01	2,02	7,76	10,6	11,21	8,78	4,42	0,56	-1,12	3,35
M	0,05	0,01	0,03	0,05	0,21	0,33	0,34	0,27	0,18	0,19	0,14	0,05	0,08
T	-26,2	-31,0	-41,8	-20,0	9,53	23,8	31,6	40,9	47,5	22,7	4,04	-24,03	40,8
σ^2	0,09	0,07	0,04	0,10	1,76	4,15	4,43	2,93	1,33	1,48	0,76	0,09	0,26
S	0,29	0,27	0,20	0,32	1,32	2,04	2,10	1,71	1,15	1,22	0,87	0,29	0,51
A	1,32	1,26	0,69	0,27	0,01	0,04	-0,05	0,32	0,23	0,40	0,91	0,82	-0,37
E	1,52	0,50	-0,44	-0,82	-0,55	-0,58	-0,78	0,09	-0,59	-0,84	1,08	0,11	-0,33

Ины

N	39	39	39	39	39	39	39	39	39	39	39	39	39
$\bar{X}$	-1,43	-1,50	-1,49	-1,18	1,38	7,08	10,72	11,21	8,27	3,66	0,47	-1,23	3,02
M	0,02	0,02	0,02	0,06	0,23	2,48	0,9	0,18	0,15	0,21	0,32	5,12	0,79
T	-79,1	-94,9	-88,8	-21,4	5,91	28,51	55,44	62,50	54,02	17,73	1,48	-24,11	38,13
σ^2	0,01	0,01	0,01	0,12	2,12	2,40	1,46	1,25	0,91	1,66	3,88	0,10	0,25
S	0,11	0,10	0,10	0,34	1,46	1,55	1,21	1,12	0,96	1,29	1,97	0,32	0,50
A	0,18	0,67	1,08	1,94	0,18	-1,10	0,25	0,13	0,08	0,39	4,07	1,67	-0,44

Кемь-Порт

N	39	39	39	39	39	39	39	39	39	39	39	39	39
$\bar{X}$	-0,38	-0,33	-0,33	-0,20	3,22	10,68	14,34	13,81	9,93	4,43	0,47	-0,44	4,63
M	0,02	0,02	0,02	0,03	0,29	0,21	0,20	0,15	0,14	0,19	0,11	0,02	0,07
T	-21,03	-15,96	-16,18	-7,76	11,21	50,94	72,28	94,14	70,70	23,44	4,31	-19,79	69,99
σ^2	0,01	0,02	0,02	0,03	3,21	1,72	1,54	0,84	0,77	1,39	0,47	0,02	0,17
S	0,11	0,13	0,13	0,16	1,79	1,31	1,24	0,92	0,38	1,18	0,68	0,14	0,41
A	-1,06	-1,80	-1,63	-0,12	0,24	-0,06	0,62	0,25	-0,15	0,22	1,32	-0,71	-0,26

Сотовки

N	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34
$\bar{X}$	-1,09	-1,04	-0,91	-0,63	1,50	7,49	10,96	11,57	8,96	4,32	0,26	-1,11	3,42
M	0,03	0,05	0,06	0,06	0,22	0,28	0,20	0,15	0,14	0,20	0,14	0,02	0,08
T	-42,65	-21,04	-16,48	-11,17	6,88	27,16	54,12	74,98	64,75	21,64	1,85	-54,12	43,07
σ^2	0,02	0,08	0,10	0,11	1,62	2,58	1,39	0,81	0,65	1,36	0,69	0,01	0,21
S	0,15	0,29	0,32	0,33	1,27	1,61	1,18	0,91	0,81	1,16	0,83	0,12	0,46
A	0,82	-3,57	-3,28	-2,75	0,51	-0,44	-0,60	0,53	0,34	-0,36	0,92	0,08	-0,35

Жижгин

N	39	39	39	39	39	38	39	39	39	39	39	39	39
$\bar{X}$	-1,53	-1,55	-1,51	-1,24	1,00	5,80	9,33	10,16	8,22	4,50	1,21	-1,16	2,79
M	0,01	0,01	0,02	0,03	0,21	0,17	0,15	0,19	0,17	0,18	0,20	0,06	0,07
T	-105,7	-107,4	-94,88	-40,50	4,81	31,45	61,44	53,70	49,50	24,62	5,99	-19,16	40,42
σ^2	0,01	0,01	0,04	0,04	1,67	1,08	0,90	1,39	1,08	1,39	1,60	0,14	0,19
S	0,09	0,09	0,10	0,19	1,29	1,04	0,95	1,18	1,04	1,14	1,26	0,38	0,43
A	0,62	-0,32	0,83	0,91	0,15	-0,57	0,06	-2,34	-1,98	-0,82	3,09	1,28	-0,36

Моржовец

X	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36
N	-1,65	-1,71	-1,65	-1,33	0,74	6,35	10,98	11,15	8,25	3,62	-0,17	-1,50	2,79
M	0,03	0,01	0,02	0,05	0,22	0,31	0,25	0,20	0,15	0,22	0,15	0,04	0,09
T	-53,15	-119,0	-103,7	-25,34	3,42	20,74	44,71	54,68	54,17	16,68	-1,13	-38,93	30,35
σ^2	0,04	0,01	0,01	0,10	1,69	3,38	2,17	1,50	0,84	1,69	0,80	0,05	0,30
S	0,19	0,09	0,10	0,31	1,30	1,84	1,47	1,22	0,91	1,30	0,90	0,23	0,55
A	3,57	-0,14	0,49	1,02	0,30	-1,09	0,32	0,11	0,03	0,17	0,97	2,04	-0,25

Канш Нюс

N	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30
$\bar{X}$	-1,76	-1,78	-1,78	-1,71	-0,53	3,55	8,01	8,46	6,65	3,52	0,27	-1,45	1,81
M	0,02	0,02	0,02	0,03	0,17	0,31	0,30	0,23	0,19	0,21	0,18	0,07	0,10
T	-99,21	-106,75	-100,02	-84,61	-3,21	11,61	23,84	37,55	34,81	16,64	1,45	-22,19	17,49
σ^2	0,01	0,01	0,01	0,02	0,82	2,81	2,67	1,52	1,09	1,34	1,01	0,13	0,32
S	0,10	0,10	0,10	1,15	0,91	1,68	1,64	1,23	1,05	1,16	1,01	0,36	0,57
A	3,56	4,72	3,86	1,69	0,38	-0,63	0,22	0,24	0,12	-0,08	0,33	0,92	-0,04

Примечание. N — число наблюдений; $\bar{X}$ — среднее арифметическое; M — ошибка среднего; T — достоверность среднего; σ^2 — дисперсия; S — стандартное отклонение; A — коэффициент асимметрии; E — коэффициент эксцесса.

сячных значений солености и температуры воды по отдельным станциям. Наибольшая амплитуда сезонного хода температуры воды отмечается на ст. Мудьюг, наименьшая — на ст. Сосновец. Сезонный ход температуры на этих станциях имеет ярко выраженную асимметрию. На ст. Мудьюг температура воды достигает своего максимума относительно весеннего минимума за 80 сут. и понижается до зимнего минимума за 120 сут. Это объясняется быстрым прогревом весной — летом тонкого распресненного слоя воды в Двинском заливе и более длительной теплоотдачей осенью утолщенного за счет летне-осенних процессов квазиоднородного слоя. На ст. Сосновец максимум температуры на-

чем обуславливающих их механизмов. В поверхностном слое эти поля формируются в результате горизонтальной и вертикальной адвекции тепла и солей, а также процессов вертикального турбулентного перемешивания, а в промежуточном и придонном слоях в основном в результате горизонтального перераспределения масс воды баренцево-морского происхождения, трансформированных зимой в Горле.

Вертикальная структура вод. Среди особенностей вертикального распределения вод глубоководных районов моря можно выделить следующие:

- 1) определяющая роль солености в формировании плотностной стратификации;
- 2) резкие контрасты солености (5—7‰) и тем

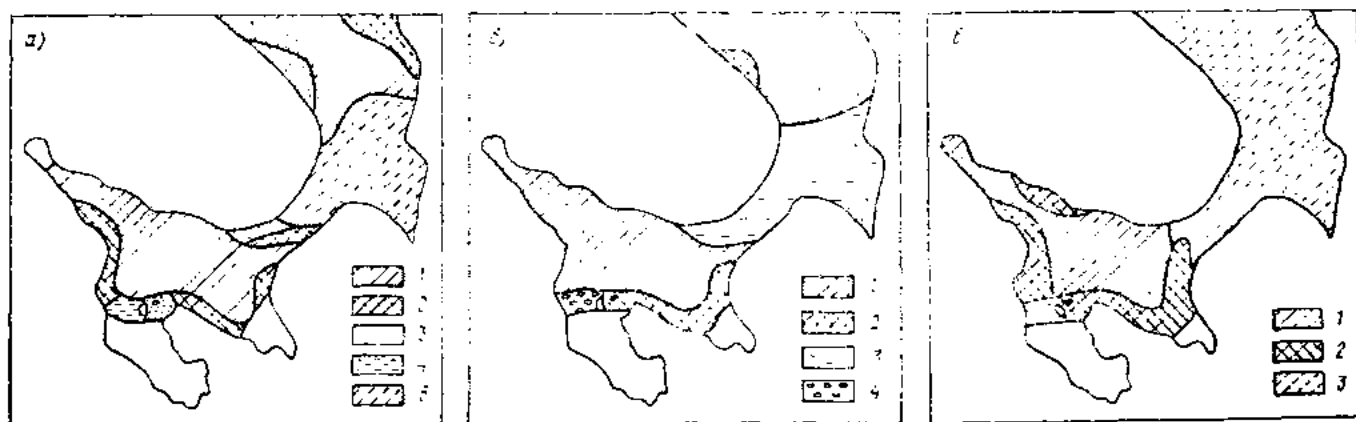


Рис. 1.9. Районирование акватории Белого моря в зависимости от характера вертикального распределения температуры и солености.

а — весна: 1 — стратифицированные воды; 2, 3, 4 — фронтальные зоны в районах стоковых течений (2), с максимумом температуры в придонном слое (3), в районе Западной Соловецкой Салпы (4); 5 — перемешанные воды; б — лето: 1 — стратифицированные воды; 2 — фронтальная зона; 3 — перемешанные воды; в — осень: 1 — стратифицированные воды; 2 — фронтальная зона; 3 — перемешанные воды.

ступает на 1—1,5 мес позже, чем на ст. Мудьюг, что связано с большими, нежели в стратифицированных районах, затратами тепла на прогрев квазиоднородного слоя, который в Горле занимает всю толщу воды. Поскольку этот слой всегда одинаков по толщине, накопление и потери им тепла происходят в течение примерно одинакового промежутка времени.

Годовой ход суточных норм солености для различных районов моря имеет много общего. За исключением вершины Двинского залива (ст. Мудьюг) максимум солености для Онежского залива, Бассейна, Горла приходится на февраль—март, что связано с уменьшением материкового пресного стока, осолонением при льдообразовании, а также увеличением объема соленых баренцево-морских вод, поступающих в Белое море. Для ст. Мудьюг максимум солености приходится на декабрь, так как здесь помимо общих для всего моря процессов влияет также сезонное изменение картины течений.

Характерным для всего моря является ярко выраженный минимум солености в мае—июне. Для станций, расположенных в заливах Белого моря, он наступает на 15—20 сут раньше, чем в местах, удаленных от крупных рек. Это связано в первую очередь с весенним паводком; опреснение вод за счет таяния льдов играет второстепенную роль. На ст. Мудьюг из-за осеннего паводка р. Северной Двины имеется второй минимум в сентябре.

В заключение отметим, что различия в сезонной изменчивости термохалинных полей в рассмотренных трех слоях Белого моря обусловлены разли-

пературы (15°C) по вертикали и их локализация в тонких слоях с градиентами 2—3‰/м и 5—7°C/м;

3) наличие тонкого (10—30 м) верхнего распресненного слоя и на порядок более толстого (100—300 м) нижнего соленого слоя, разделенных термогалоклином.

Сезонная эволюция вертикального строения вод глубоководной части Белого моря была изучена крайне слабо. Для восполнения этого пробела для трех сезонов — весны, лета и осени, получены устойчивые оценки средних многолетних значений T и S . На основе этих данных выполнено районирование Белого моря в зависимости от вертикального профиля температуры и солености и выделены наиболее типичные распределения.

Весной выделяется пять районов (рис. 1.9), каждому из которых соответствует свой профиль вертикального распределения температуры и солености. Первый район, включающий Кандалакшский залив, Бассейн и примыкающую к нему часть Двинского залива, заполняют стратифицированные воды. Термогалоклин здесь примыкает к самой поверхности моря, занимая слой толщиной 10—15 м. Сильное весеннее распреснение поверхностного слоя, вызванное таянием льда и речным стоком и недостаточное количество солнечного тепла, приводят к появлению резких вертикальных градиентов солености (до 1‰/м) и температуры (0,8°C/м) в сравнительно неглубоких районах, занятых стоковыми течениями заливов. В центральной части Бассейна градиенты уменьшаются до 0,1‰/м и 0,3°C/м. В этот период сглаживание резких вертикальных контрастов T и

С происходит за счет горизонтального перераспределения вод, поскольку вертикальный обмен весьма затруднен.

Другой особенностью вертикальных профилей температуры и солености стратифицированного района является наличие на глубине 30–60 м слоя воды, с температурой $-0,8^{\circ}\text{C}$ и соленостью 28,7‰. Этот слой хорошо идентифицируется по данным пространственного корреляционного анализа полей температуры и солености. Так, для весны коэффициенты корреляции полей T на горизонтах 30, 40 и 50 м достаточно высоки — 0,62, а для полей S даже 0,72. Это воды, не охваченные вертикальной зимней конвекцией. Начиная с горизонта 100 м и до дна, находятся глубинные воды, температура ($-1,45^{\circ}\text{C}$) и соленость (29,8‰) которых практически не меняются от сезона к сезону.

Несколько иной вертикальный профиль температуры в стратифицированных водах наблюдается в районах течений, формируемых так или иначе под действием речного стока.

Третий вид вертикального распределения T и S приурочен к фронтальным зонам и охватывает Восточную Соловецкую Салму, часть Воронки у Кольского полуострова и часть Горла у Бассейна. Здесь профиль температуры имеет сложную форму с хорошо выраженным максимумом в придонных горизонтах. Соленость же, наоборот, равномерно возрастает от поверхности до дна.

Отдельно выделяется вертикальное строение вод Западной Соловецкой Салмы. Профиль температуры здесь имеет почти синусоидальную форму. На поверхности температура воды около 4°C , на глубине 10 м падает до 1°C , затем идет плавное повышение до 4°C на горизонте 20 м и далее на глубине 40 м она снова уменьшается до 3°C . Схожий характер изменения имеет и соленость. На глубине 10 м она повышается до 26,8‰, на горизонте 20 м имеет примерно такое же значение, а у дна достигает 27,2‰. Такая многослойность связана со сложными динамическими процессами в расположенной здесь фронтальной зоне.

Совершенно иную картину вертикального распределения T и S (5-й тип) имеют перемешанные воды в Горле, Двинском и Мезенском заливах, где, как уже упоминалось, они однородны от поверхности до дна (разности значений поверхностной и придонной температуры и солености менее $0,2^{\circ}\text{C}$ и 0,6‰).

Летом количество различных вертикальных профилей термохалинных характеристик сокращается до четырех. Интенсивный прогрев верхних слоев вод, уменьшение влияния речного стока, произошедшее весной перераспределение водных масс и поэтому ослабление термохалинных контрастов стабилизируют динамическую обстановку. Это проявляется в том, что во фронтальных зонах вертикальное распределение T и S унифицируется. Расширяется зона с ярко выраженной стратификацией вод. Здесь уже хорошо прослеживается на первых 10 м ВКС с температурой около 11°C и соленостью 26,3‰. Термогалоклини занимает слой от 10 до 30 м с градиентами $0,5^{\circ}\text{C}$ и 0,1‰ на 1 м. Коэффициенты корреляции полей T и S на этих горизонтах превышают 0,61. Все так же отмечается сформированный зимой слой воды на глубинах 40–80 м с практически неизменными характеристиками ($-0,6^{\circ}\text{C}$; 28,4‰), следовательно, вертикальный турбулентный обмен по-прежнему мало влияет на

термохалинную структуру вод в этом районе. Для глубин, занимаемых ПТС, весьма высоки коэффициенты корреляции полей T и S , в среднем 0,86 и 0,76 соответственно. Глубинные воды имеют почти ту же, что и весной, температуру $-1,4^{\circ}\text{C}$, однако более низкую соленость 29,6‰.

В районе стоковых течений профиль температуры и солености несколько изменился за счет выравнивания характеристик в придонном 10-метровом слое. Однако вертикальные градиенты температуры и солености здесь все еще велики: $0,4^{\circ}\text{C}/\text{м}$ и $0,3\text{‰}/\text{м}$. Видно, энергии турбулентности, генерируемой в придонном слое приливными течениями, недостаточно для перемешивания столь сильно стратифицированных вод.

Интересная трансформация профиля температуры и солености произошла в районе Западной Соловецкой Салмы. Вертикальное распределение температуры имеет ярко выраженный минимум $8,7^{\circ}\text{C}$ на глубине 20 м, затем температура повышается до $10,7^{\circ}\text{C}$, что на $0,7^{\circ}\text{C}$ больше, чем на поверхности.

Осенью на Белом море начинается процесс вертикальной осенне-зимней конвекции, усиливается ветровое перемешивание поверхностного слоя. Другая особенность сезона связана с осенним максимумом речного стока. Поэтому границы районов с различной вертикальной структурой вод занимают иное положение, чем в другие сезоны и имеется три различных профиля T и S (рис. 1.9 в). Значительно сократилась площадь, занятая стратифицированными водами. Верхний квазиоднородный слой достигает глубины 20 м, причем, в первых 10 м уже наблюдается вертикальная конвекция. Зона термогалоклина значительно размывается и сливается на глубине 40 м с ПТС, который в этот период года занимает горизонты 50–80 м. Такая трансформация вертикального строения вод хорошо подтверждается данными пространственного корреляционного анализа: для горизонтов 30–50 м коэффициент корреляции по температуре составляет 0,78, по солености — 0,58, а для горизонтов 50–80 м 0,88 и 0,75 соответственно. Вместе с тем слой воды, располагающийся на горизонте 50 м, сохраняет одинаковую пространственную структуру в течение весны, лета и осени, поскольку коэффициенты корреляции полей T , S в этом слое для весны—лета, весны—осени и лета—осени весьма значительны (0,8).

Вследствие интенсификации динамических факторов осенью значительно расширяется район с перемешанными водами. Флюктуации температуры и солености от поверхности до дна здесь не превышают $0,5^{\circ}\text{C}$ и 0,2‰. В то же время происходит полная унификация профиля вертикального строения вод во фронтальных зонах.

Полученные результаты показывают, что в Белом море можно выделить три основных вида вертикального строения вод: стратифицированный, перемешанный и фронтальный зон. Во фронтальных зонах, в зависимости от сезона, основной вид модифицируется. Границы районов, имеющих одинаковую вертикальную структуру, подвержены резкой сезонной изменчивости.

Сезонная изменчивость термохалинной структуры глубоководной части моря, сосредоточенная в основном в верхнем 50-метровом слое, в течение года определяется различными процессами. Весной доминируют процессы горизонтальной и вертикальной адвекции тепла и солей. Летом, наряду с ними,

важное значение приобретает турбулентное перемешивание в поверхностном слое. Осенью и, вероятно, зимой адвективные и вертикальные турбулентные процессы вместе с конвекцией имеют одинаковую значимость.

1.6. Крупномасштабная изменчивость

Знание межгодовых колебаний температуры и солености вод необходимо для изучения Белого моря с позиций системного подхода, между тем они освещены крайне слабо.

В работе В. И. Надёжина [101] рассмотрено изменение солености глубинных вод за период 1955—1958 гг. Привлекая данные за 1922 г., автор приходит к выводу о неуклонном уменьшении солености, которое может привести к полному опреснению Белого моря. Основной причиной этого явления он считает не климатические, а геологические факторы, сокращающие водообмен Белого моря с Баренцевым. Однако в упомянутой работе достаточного обоснования этого умозаключения не приводится.

Для выявления межгодовой изменчивости температуры и солености вод Белого моря в настоящей работе проанализированы их средние месячные значения на островных гидрометеорологических станциях (см. табл. 1.2).

Анализ многолетних наблюдений позволил установить, что линейные тренды для всех станций характеризуют тенденцию к понижению температуры и к повышению солености и что в Белом море преобладают 11-летние синхронные колебания этих элементов.

Изучение данных глубоководных станций показало, что крупномасштабные процессы оказывают основное влияние на изменчивость полей T и S в районах фронтальных зон и их влияние возрастает по мере продвижения от поверхности моря до дна, где указанные процессы формируют до 50% изменчивости T и S (см. табл. 1.1).

Это обстоятельство свидетельствует о том, что придонные поля T и S наиболее достоверно отражают климатическую изменчивость Белого моря. Исследованы годовые медианы T и S , полученные по рядам, составленным из имеющихся для каждого года отсчетов на четырех придонных горизонтах глубоководных станций 125—127. Такое пространственно-временное осреднение существенно повысило надежность анализируемых величин. Одно- и двухлетние колебания исключались трехточечным сглаживанием рядов скользящей медианой.

Результаты показывают (рис. 1.10), что температура и соленость глубинных вод Белого моря испытывают заметную климатическую изменчивость. С 1947 по 1983 г. температура придонных вод линейно увеличивалась на $0,15^{\circ}\text{C}$. Соленость вод лишена линейного тренда, но ее отличает ярко выраженное квазициклическое колебание, размах которого достигает $0,8\text{‰}$.

Спектры рассматриваемых рядов содержат колебания с периодами 11 и 18 лет по температуре и 19—20 лет по солености.

Большей частью квазициклические изменения T и S глубинных вод происходят асинхронно. Так, хотя в период с 1945 по 1951 г. повышению солености соответствовало понижение температуры воды, однако во время наиболее существенного понижения солености в 1953—1963 гг. отмечался повышенный уровень температуры воды.

Взаимозависимость изменений T и S глубинных вод определялась кросс-корреляционным анализом. Традиционный коэффициент корреляции оказался равным $0,16$, в то же время коэффициент корреляции, определенный методами робастной статистики [99], составил $0,66$. Это подтверждает асинхронность колебаний T и S . Данное обстоятельство позволяет сделать вывод о том, что на придонных горизонтах холодные и соленые воды циклически замещаются относительно теплыми и менее солеными. Очевидно, что такие изменения не связаны с геологическими процессами, а являются реакцией на атмосферные долгопериодные колебания.

Формирование глубинных вод Белого моря определяется рядом факторов, важнейшими из которых

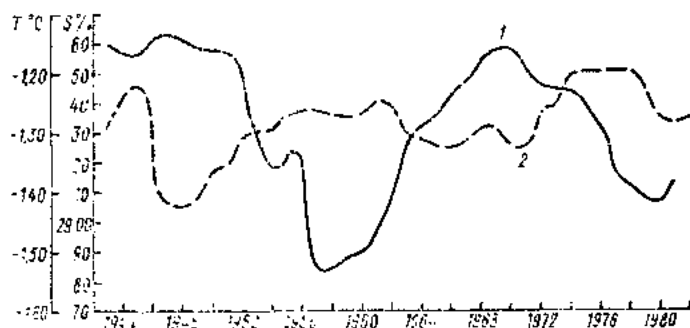


Рис. 1.10. Многолетний ход солености (1) и температуры воды (2), сглаженный скользящими медианами.

являются водообмен с Баренцевым морем, из которого поступают теплые и соленые воды, и процессы выхолаживания и осолонения при льдообразовании беломорских и трансформированных в Горле баренцевоморских вод. Первый фактор зависит в конечном счете от особенностей атмосферной циркуляции (ветра). Второй определяется суровостью зимы: в холодную зиму формируются соленые и холодные воды, в теплую — менее соленые и относительно теплые. Несмотря на то что эти характеристики зависят, их вклад существенно различен.

При оценке зависимости T и S глубинных вод от ветра над морем для описания поля ветра использованы градиенты атмосферного давления, осредненные за зимние месяцы между станциями Канин Нос — Кемь-Порт и Мудьюг — Умба. Первый из них характеризует широтный, второй — меридиональный перенос воздушных масс.

При оценке зависимости указанных элементов от суровости зимы в качестве показателя суровости использовано средневзвешенное значение суммы градусо-дней мороза, полученное по данным береговых станций.

Применением робастного корреляционного и регрессионного анализов выявлена определенная зависимость межгодовых колебаний T и S глубинных вод от протекающих над морем зимой атмосферных процессов. Ветры зонального направления оказывают большее влияние на ход температуры, чем на ход солености, глубинных вод. И наоборот, изменения солености больше зависят от меридиональных ветров, чем изменения температуры, при этом температура имеет тенденцию понижаться при ветрах восточных направлений и возрастать при западных, а соленость — увеличиваться при южных ветрах и понижаться при северных. Такая закономерность имеет следующее объяснение.

Как правило, восточные и юго-восточные ветры в зимнее время возникают при установлении над Белым морем антициклона, вызванного ультраполярным вторжением. В это время отмечается наиболее низкая температура воздуха, что приводит к понижению температуры вод Горла, которые в свою очередь формируют более холодные глубинные воды. В то же время ветры западных направлений зимой несут, как правило, относительно теплые воздушные массы.

В дополнение к этой упрощенной, но в целом показательной картине требуется упомянуть о том, что при восточных ветрах льды, судя по картам течений, выносятся из Горла, в результате чего увеличивается площадь чистой воды и выхолаживаются горловские воды. Отсюда можно заключить, что глубинные воды формируются в течение непродолжительного периода времени (порядка месяца), когда над Белым морем устанавливается полярный антициклон. Отсутствие значимой связи температуры воды с суммой градусо-дней мороза подтверждает это заключение.

В отличие от зональных, меридиональные ветры усиливают водообмен Баренцева и Белого морей и увеличивают поступление вод с высокой соленостью в Белое море. Так, юго-юго-западные ветры приводят к такой системе течений, при которой баренце-

воморские воды поступают в Белое море вдоль Терского берега в Воронке, а далее на придонных горизонтах ближе к оси Горла. Следовательно, соленость глубинных вод будет возрастать.

В суровые зимы происходит, как правило, понижение температуры и повышение солености глубинных вод. Однако эти изменения в 4—5 раз меньше тех изменений, которые обусловлены упомянутыми ранее межгодовыми квазициклическими колебаниями.

Касаясь зависимости между соленостью и суммой градусо-дней мороза, можно отметить слабое влияние процесса осолонения при льдообразовании в Белом море на соленость его глубинных вод.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что колебания температуры глубинных вод Белого моря определяются локальным взаимодействием горловских вод с атмосферой, в то время как изменения солености обусловлены адвективными процессами.

Учитывая связь беломорских ветров с глобальными формами атмосферной циркуляции, можно сделать следующий вывод: при форме С происходит понижение температуры глубинных вод, при зональной форме W — ее рост; при форме E — соленость глубинных вод понижается, тогда как при форме С — увеличивается.

2. ВОДНЫЕ МАССЫ

2.1. Общие сведения

Основными источниками формирования водных масс Белого моря служат баренцевоморские и материковые воды. В результате смещения этих основных водных масс появляется ряд новых. Речные воды в чистом виде встречаются только в вершинных заливах, а баренцевоморские — в Воронке. Горло Белого моря занято водной массой, отличающейся постоянством характеристик по глубине, что является следствием интенсивного перемешивания в этом районе.

Наибольший интерес исследователей всегда вызывали водные массы Бассейна. Зона постоянной отрицательной температуры в глубинных частях Белого моря рассматривалась Н. М. Книповичем еще в 1899 г., высказавшим предположение, что источником ее образования могут служить воды повышенной солености Баренцева моря. Охладившись в зимнее время до точки замерзания, эти воды движутся через Горло в глубокие впадины Бассейна. По данным К. М. Дерюгина [37], воды с температурой $-1,4^{\circ}\text{C}$ и соленостью 30‰ приурочены к центральному глубокому желобу, простирающемуся от меридиана о. Жижгин до района Средних Луд. В теплое время года температура ниже -1°C наблюдается уже с глубины 50 м. Дерюгин указал, что глубинные воды Белого моря не испытывают стагнации, благодаря чему донные холодноводные животные находят для себя достаточно благоприятные условия даже в «...глубокой яме Каидалакшского залива». Однако было неясно, каким образом в эту холодную толщу моря поступает кислород. Дерюгин считал, что это следствие конвективных токов в самой толще вод. Но холодные придонные воды являются непреодолимым препятствием для погружения вновь образующейся на поверхности моря холодной и насыщенной кислородом воды

в силу ее меньшей плотности. Позднее Дерюгин предложил другую гипотезу: аэрация глубин более 50 м происходит за счет горизонтальных токов, проникающих из Баренцева моря через Горло, и за счет поверхностных вод окраинных районов моря зимой. Возражая Дерюгину, Л. А. Зенкевич [37] утверждал, что если при льдообразовании осолонение превысит 30‰, то, насыщенная кислородом холодная вода будет сползать по склонам дна на самые большие глубины, вытесняя оттуда старые и несколько опресненные воды. Причем достаточно чтобы такое явление имело место даже в отдельных районах моря. В. В. Тимонов [138] показал, что в конце зимы по всей центральной части Бассейна ниже 50—60 м залегает сравнительно незначительный по толщине теплый промежуточный слой, не охваченный конвекцией или плимными видами перемешивания. Исходя из этого, он полагал, что вентиляция глубинных слоев происходит за счет горизонтальных течений из Горла. Дальнейшие исследования подтвердили справедливость данной гипотезы. В частности, М. М. Адров установил, что ни при каком охлаждении поверхностные воды не становятся идентичными холодным глубинным водам ни в каком районе Белого моря.

Таким образом, так называемое питающее течение [139], т. е. течение из Баренцева моря в Белое вдоль Терского берега является единственным источником холодных вод глубоководных впадин. Обновление вод происходит зимой, так как летом воды Горла сильно нагреваются и перемешиваются с более пресными водами.

Интересную точку зрения на структуру вод Бассейна высказывает автор работы [107]. Он выделяет кроме глубинной и поверхностной водной массы еще промежуточную, температура и солености которой лежат в пределах от -1 до $+5^{\circ}\text{C}$ и от 21 до 29‰. Залегает она в слое между 15 и 60 м

источник ее образования — летние горловские воды.

Из изложенного видно, что вопрос о водных массах Белого моря пока еще далек от решения. Отсутствуют обоснованные количественные оценки взаимодействия основных водных масс (баренцево-морских и пресных) и вод, образовавшихся в ре-

В районе м. Святой Нос существует аномалия: температура и соленость воды от поверхности до дна ниже на $0,34^{\circ}\text{C}$ и $0,11\text{‰}$. С востока и юга баренцево-морская водная масса оконтурена хорошо выраженной фронтальной зоной. Здесь же расположена зона горизонтальных градиентов O_2 . Обычно считалось, что Воронка заполнена баренцево-мор-

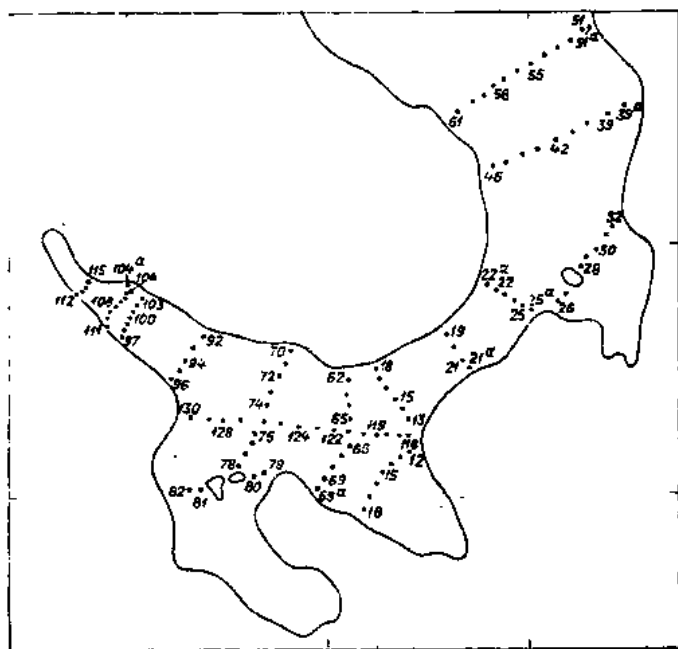


Рис. 2.1. Схема стандартных океанографических разрезов, выполняемых в Белом море.

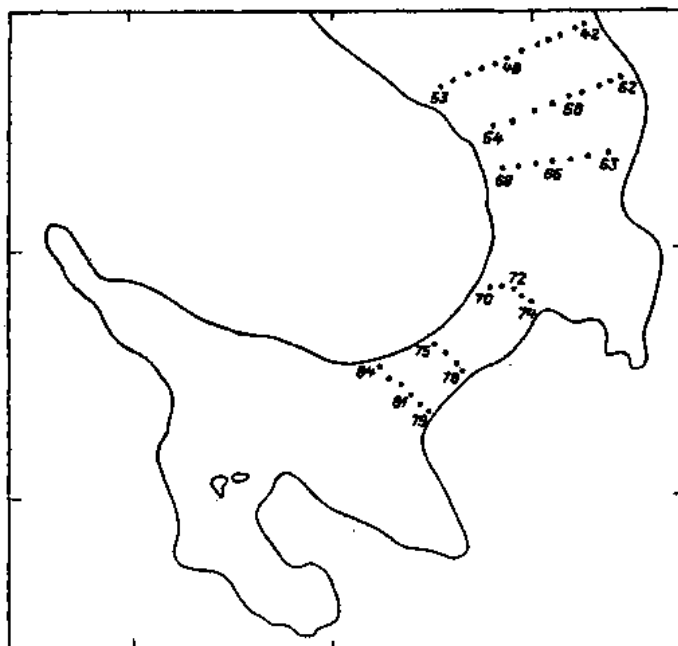


Рис. 2.2. Схема расположения станций 13-го рейса НИЛ «Отто Шмидт». Январь, 1982 г.

зультате этого взаимодействия. При типизации водных масс и оценке их пространственного распределения различные авторы оперировали неравномерными данными, полученными по ограниченным районам моря [10, 11].

Между тем в настоящее время имеются достаточно длительные ряды (40 лет) наблюдений по всей акватории Белого моря. Это позволило получить устойчивые оценки средних многолетних значений температуры и солености для трех сезонов (весна, лето, осень) на всех горизонтах стандартных разрезов (рис. 2.1) и по ним выделить водные массы. Наряду с обычным T, S — анализом, использован один из методов многомерной классификации — гиперсферическая таксономия [44, 59, 77, 86]. Для зимнего сезона расчеты проведены по этой же методике, но ввиду отсутствия многолетних наблюдений в зимний период использованы материалы 13-го рейса НИЛ «Отто Шмидт» в Горле и Воронке Белого моря от 11—14 января 1982 г. (рис. 2.2).

2.2. Распределение водных масс в Горле и Воронке Белого моря зимой

Зимой выделяются три водные массы: баренцево-морская, Воронки и Горла (рис. 2.3). Баренцево-морские воды занимают всю западную половину Воронки, простираясь на юг вплоть до м. Терско-Орловский-Гончкий. Это однородные хорошо перемешанные воды с температурой $2,18^{\circ}\text{C}$ и соленостью $34,28\text{‰}$. Непременна с глубиной и концентрация кислорода.

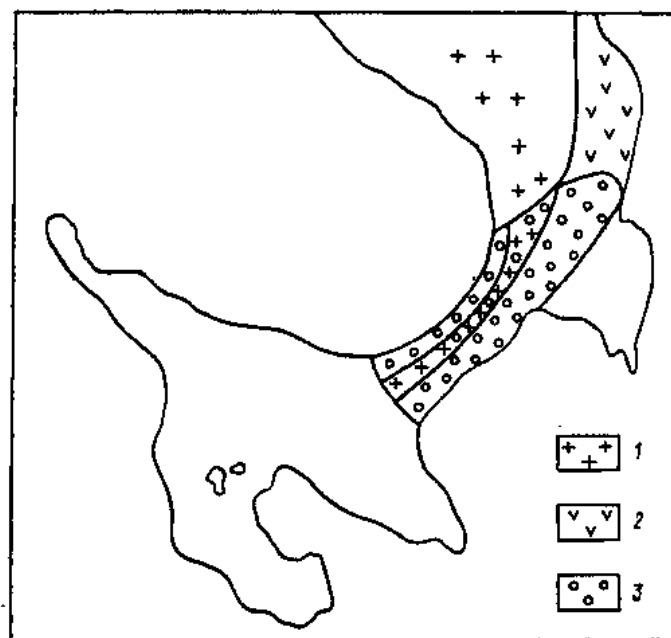


Рис. 2.3. Распределение водных масс в Воронке и Горле Белого моря зимой.

1, 2, 3 — водные массы: баренцево-морская (1), Воронки (2), Горла (3).

скими или мало от них отличающимися водами. Однако воды восточной части Воронки имеют специфические характеристики и особые условия формирования, поэтому они выделяются в отдельную водную массу Воронки. Она образуется в результате смешения вод Горла, Баренцева моря и Мезен-

ского залива в районе от р. Кля до м. Канин Нос. На разрезе м. Канин Нос — м. Святой Нос водная масса Воронки прослеживается только у Канинского берега до глубины 25 м, а на траверзе м. Большой Городецкой зона ее распространения увеличивается по глубине (до 40 м) и по площади. Слой этой водной массы относительно тонок, поэтому она сильно выхолаживается до температуры $-1,6...$

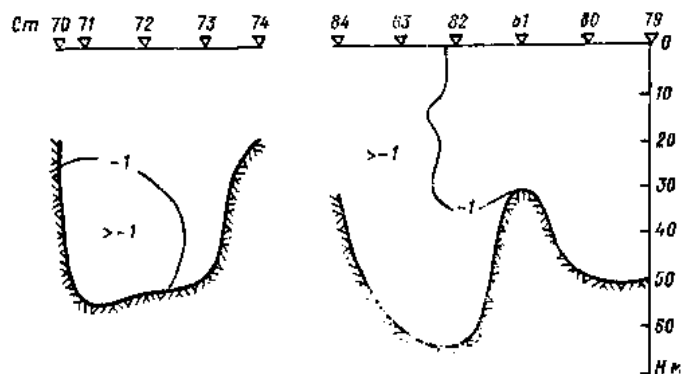


Рис. 2.4. Распределение температуры на разрезах через Горло Белого моря. Зима, $^{\circ}\text{C}$.

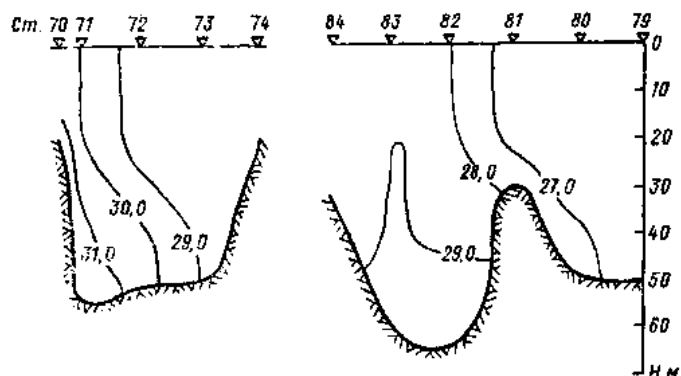


Рис. 2.5. Распределение солености на разрезах через Горло Белого моря. Зима, ‰.

$-1,7^{\circ}\text{C}$. Поступление вод Мезельского залива обуславливает ее пониженную соленость: $31-32\text{‰}$. Таким образом, в восточной части Воронки образуются сильно охлажденные и распресненные (по сравнению с баренцевоморскими) воды. При льдообразовании они осолоняются и приобретают к концу зимы соленость около 33‰ . Водная масса Воронки занимает на разрезе м. Святой Нос — м. Канин Нос всю восточную часть от поверхности до дна.

Часть баренцевоморских вод, трансформируясь в придонных слоях, не поворачивает на север, а, следуя углублениям дна вдоль Терского берега, устремляется на юг в виде «питающего течения», прослеживаемого на всем протяжении Горла. Несмотря на сильное приливное перемешивание в этом районе и значительную трансформацию, воды Баренцева моря идентифицируются по максимуму температуры ($-0,87...-0,95^{\circ}\text{C}$) и солености ($28,9-29,2\text{‰}$) в придонных горизонтах (рис. 2.4, 2.5) вплоть до выхода из Горла в Бассейн. В Горле Белого моря выделяются две водные массы — собственно Горла (на поверхности) и баренцевоморская (у дна). Характерным для вод Горла является постепенный рост солености по направлению к Воронке от $26,4\text{‰}$ у м. Зимнегорский до $28,7\text{‰}$ у о. Моржовец. Температура горловских вод зимой

находится в пределах $1,4-1,0^{\circ}\text{C}$ ниже нуля. Вертикальная стратификация в водной массе Горла практически отсутствует, что свидетельствует о полном перемешивании. На это же указывает отсутствие градиентов и высокая концентрация O_2 (до $8,22\text{‰}$) у дна (рис. 2.6).

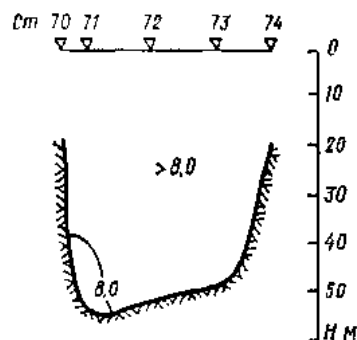


Рис. 2.6. График распределения содержания кислорода на разрезе через Горло Белого моря. Зима, ‰ (по объему).

Итак, зимой в Воронке и Горле Белого моря баренцевоморские воды залегают в придонных горизонтах на всем протяжении Горла. Эти воды под влиянием «питающего течения» попадают в Бассейн и вследствие их большей плотности погружаются в его глубинные части. Восточную часть Воронки заполняет водная масса собственно Воронки, формирование и максимальное развитие которой происходит зимой.

2.3. Распределение водных масс весной

Весной в Белом море насчитывается восемь водных масс: баренцевоморская, горловская, Воронки,

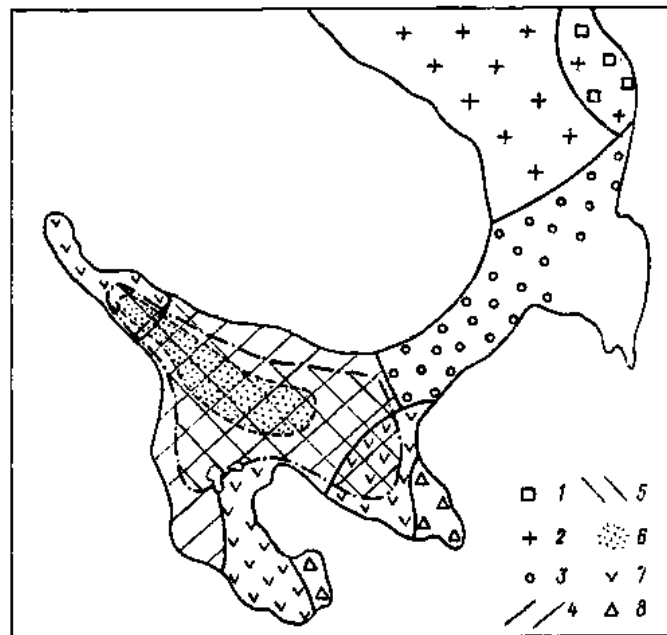


Рис. 2.7. Карта распределения водных масс весной.

1 — водная масса Воронки; 2 — баренцевоморская; 3 — водная масса Горла; 4 — поверхностная водная масса Бассейна; 5 — промежуточная; 6 — глубинная; 7 — распресненные воды заливов; 8 — слабо трансформированные речные воды.

верхних слоев Бассейна, промежуточная, глубинная, распресненных вод заливов и слабо трансформированных речных вод (рис. 2.7). В связи с увеличением стока рек, большую роль в гидрологической структуре моря начинают играть речные воды. Вершины Двинского и Онежского заливов заняты

слабо трансформированными речными водами с температурой $8,5^{\circ}\text{C}$ и соленостью $4,3\text{--}7,6\text{‰}$. Нижняя граница их проникновения — горизонт 5 м.

Смешиваясь с водной массой верхних слоев Бассейна, речные воды формируют распресненную водную массу заливов. Прогретые до $7,2^{\circ}\text{C}$ и с соленостью $21\text{--}22\text{‰}$ эти воды занимают поверхностный слой толщиной до 10 м, постепенно выклиниваясь в направлении выходов из заливов. Зона их распространения весной не ограничивается самими заливами, а простирается в Бассейн на $15\text{--}20$ миль

Баренцевоморской водной массе, занимающей западную часть Воронки от поверхности до дна, также свойственны гомотермия и гомохалиность. Температура и соленость вод Баренцева моря в этот период $2,1^{\circ}\text{C}$ и 34‰ . Слабая стратификация, связанная в основном с вертикальным распределением солености, имеет место в непосредственной близости от м. Святой Нос.

Водная масса Воронки весной присутствует только в придонных горизонтах восточной части Воронки. Вследствие того, что она сформировалась

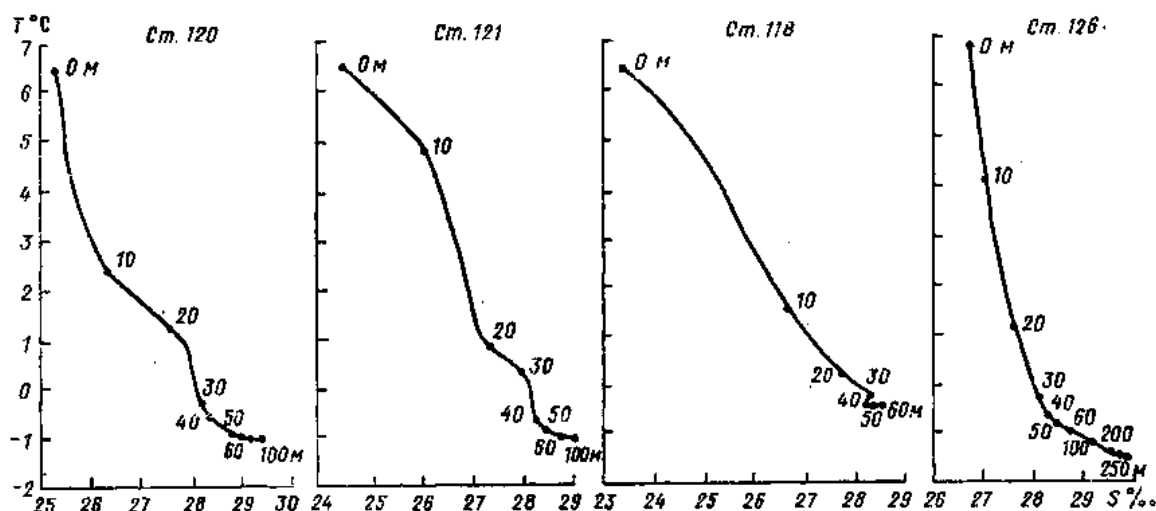


Рис. 2.8. T, S -кривые некоторых станций. Весна.

у Двинского залива и на $20\text{--}30$ миль вдоль Карельского берега у Кандалакшского. Кроме этого, воды Двинского залива проникают в поверхностных горизонтах в Горло вплоть до м. Вепревский.

На всей акватории Бассейна до глубины 25 м расположена поверхностная водная масса Бассейна с температурой $6,4\text{--}7,0^{\circ}\text{C}$ и соленостью $26,6\text{‰}$. В слое между горизонтами 10 и 25 м она проникает в Двинский и Кандалакшский заливы.

В Бассейне, Двинском и Кандалакшском заливах на глубине около 40 м расположено ядро промежуточной водной массы. Ее верхняя граница — 30, нижняя — 60 м. T, S -значения этой водной массы: температура $-0,4\text{--}0,8^{\circ}\text{C}$ и соленость $28,3\text{--}28,7\text{‰}$, что приблизительно соответствует температуре и солености баренцевоморского «питающего течения» на выходе из Горла в Бассейн в начале зимы. Формирование данной водной массы происходит в декабре—январе. Глубинные воды формируются в конце зимы — начале весны, когда выхолаживание в Горле достигает максимального развития. Температура глубинных вод значительно ниже, чем у промежуточных вод. T, S -индекс глубинной водной массы: $-1,4^{\circ}\text{C}$ и $29,8\text{--}30,0\text{‰}$. Эти более плотные воды заполняют глубокие части Бассейна и Кандалакшского залива, начиная с горизонта 100 м и до дна.

Горловская водная масса занимает все Горло и южную часть Воронки. Для ее однородных по вертикали вод характерны температура $1,0\text{--}1,7^{\circ}\text{C}$ и соленость $28,5\text{--}28,8\text{‰}$. От вод Баренцева моря они отделяются фронтальной зоной, которую условно можно обозначить линией, соединяющей м. Терско-Орловский и р. Шойну.

зимой, ее воды резко отличаются от окружающих баренцевоморских вод низкой температурой (до $-1,1^{\circ}\text{C}$). По солености различие менее выражено (на $0,5\text{‰}$). Весной холодные воды придонных горизонтов восточной части Воронки прослеживаются и в Баренцевом море на разрезе по $43^{\circ}15'$ в. д. у м. Канин Нос.

Особенности вертикальной структуры вод хорошо видны на T, S -кривых, построенных для различных районов Белого моря (рис. 2.8). На рис. 2.8 а представлена T, S -кривая ст. № 118. Здесь можно выделить три типа вод. В слое $0\text{--}5$ м находятся распресненные воды Двинского залива, горизонт 10 м репрезентативен для поверхностной водной массы Бассейна, и далее после переходной зоны с глубины около 30 м начинается промежуточная водная масса. Структуру вод Бассейна можно проследить по T, S -кривой ст. № 126 (рис. 2.8 г). Здесь также отчетливо выражены три типа водных масс: в слое $0\text{--}20$ м водная масса верхних слоев Бассейна, на горизонте 40 м находится ядро промежуточной водной массы и, начиная со 100 м и глубже, залегают глубинные воды. Интересный вид имеет T, S -кривая ст. № 107 (рис. 2.9), расположенной в Кандалакшском заливе. Верхние 10 м занимают распресненные воды залива. Далее между 10 и 30 м расположена поверхностная водная масса Бассейна. В слое между 40 и 80 м слабо выражена промежуточная водная масса, и ниже 100 м лежат глубинные воды с характерным T, S -индексом $-1,4^{\circ}\text{C}$ и $29,8\text{‰}$. Характерной для весны особенностью является отклонение T, S -кривых на станциях № 120—121 от классического для Бассейна вида (рис. 2.8 а, б). Это явление имеет место на глубинах $20\text{--}30$ м.

Вероятно, оно — следствие опускания вод, вызванного усилением прифронтальной конвергенции, так как в это время здесь проходит зона раздела вод залива и верхних слоев Бассейна.

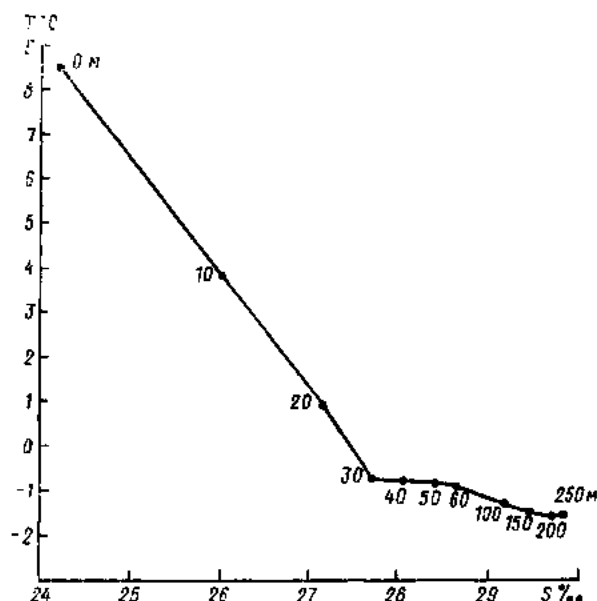


Рис. 2.9. T, S-кривая ст. № 107. Весна.

2.4. Распределение водных масс в Белом море летом

Значительный летний прогрев вод усиливает стратификацию и увеличивает градиенты в термоклине. Летом можно выделить шесть водных масс: баренцевоморскую, Горла, поверхностную Бассейна, промежуточную, глубинную, распресненных вод заливов (рис. 2.10). Баренцевоморские воды занимают Воронку от поверхности до дна. Они практически однородны по всей толще при температуре 5,7°C и солености 34,16‰. Южная часть Воронки и все Горло заполнены водной массой Горла. Это полностью перемешанные воды при небольшом падении температуры с 6,85°C на поверхности до 5,96°C у дна и слабом росте солености с глубиной от 27,83 до 28,42‰. Поверхностная водная масса распространена по всей площади Бассейна и на глубинах 10–20 м проникает в заливы. Нижняя граница ее распространения 20 м, температура вод 10,0–12,0°C, соленость 25,9–27,0‰. Промежуточная водная масса залегает в слое от 40 до 70 м, что на 10–15 м глубже, чем весной. Зона ее распространения: Бассейн, Двинский и Кандалакшский заливы. Температура промежуточных вод меняется от –0,2°C в районе, прилегающем к Двинскому заливу и Горлу, до 0,7–0,9°C в Кандалакшском заливе и центральной части Бассейна, соленость колеблется в пределах 28,0–28,2‰. Глубинная водная масса заполняет Кандалакшский залив и Бассейн ниже горизонта 100 м (T, S-индекс: 1,4°C и 29,7‰). Распресненные воды заливов занимают верхний 5-метровый слой в вершинах Кандалакшского, Двинского и Онежского заливов. Это хорошо прогретые (до 16,1°C) воды с соленостью 21,2–23,0‰. Вертикальная структура вод Бассейна такова: от поверхности до глубины 20 м расположены поверхностные воды, далее идет переходный слой мощностью около 20 м. Между горизонтами 40 и 60 м находится промежуточная водная масса и

после переходного слоя, начиная с глубины 100 м и до дна, залегают глубинные воды.

Более сложна структура вод Кандалакшского залива. Поверхностный 10-метровый слой представ-

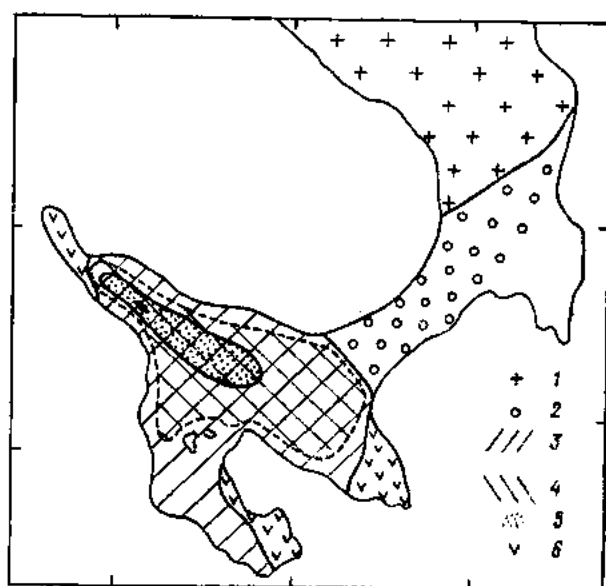
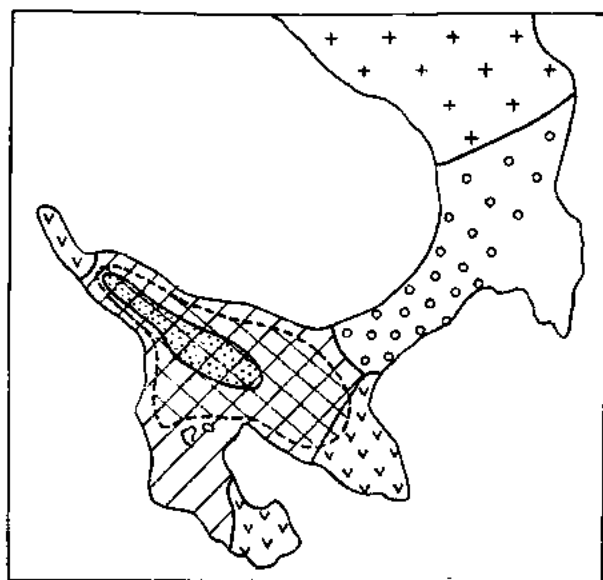


Рис. 2.10. Карта распределения водных масс летом (вверху) и осенью (внизу).

1 — баренцевоморская; 2 — водная масса Горла; 3 — поверхностная Бассейна; 4 — промежуточная; 5 — глубинная; 6 — распресненные воды заливов.

лен распресненными водами залива. Под ними расположены воды поверхностных слоев Бассейна до горизонта около 25 м. После переходной зоны с 40 до 100 м находится промежуточная водная масса и, начиная со 100 м, — глубинная.

Таким образом, летом происходят значительные сезонные изменения характеристик водных масс. Изменяются T, S-индексы всех водных масс кроме глубинной в основном за счет повышения температуры. Меняются границы распространения вод различных типов. Сокращаются области занятые водами заливов. Полностью исчезает водная масса Воронки, заглубляется ядро промежуточной водной массы.

2.5. Распределение подных масс в Белом море осенью

Осенью в Белом море выделяются следующие водные массы: баренцевоморская, Горла, поверхностная Бассейна, промежуточная, глубинная, распресненные воды заливов (см. рис. 2.10 б). Баренцевоморские воды занимают всю Воронку от поверхности до дна. Температура их в среднем составляет $5,6-6,0^{\circ}\text{C}$, соленость — $34,2\text{‰}$. Несколько меньшую соленость (до $32,4\text{‰}$) эти воды имеют в восточной части Воронки, что вызвано притоком более пресных вод, поступающих со сточным течением Белого моря. В южной части Воронки воды Баренцева моря граничат с водами Горла, причем граница раздела имеет наклон, так как у дна баренцевоморские воды просеживаются до входа в Горло, и на поверхности их распространение ограничено линией м. Терско-Орловский — р. Шойна. Воды Горла имеют температуру $5,6-6,1^{\circ}\text{C}$ и соленость $28,8-30,0\text{‰}$. Для них характерен небольшой рост солености по направлению от Бассейна к Воронке и почти полная гомохалинность.

Поверхностная водная масса Бассейна занимает весь Бассейн до глубины 40 м, часть Горла вдоль Зимнего берега до глубины 10 м и в слое от 5 м до 30 м проникает в Двинский и Кандалакшский заливы. В Онежском заливе она распространена в западной его части у Поморского берега. Температура вод верхних слоев Бассейна составляет $3,95-5,02^{\circ}\text{C}$, соленость — $26,7-27,7\text{‰}$. Ядро промежуточной водной массы залегает осенью на глубинах 60—70 м, а граница раздела поверхностных и промежуточных вод проходит на горизонте 40 м. Такое заглубление переходной прослойки между поверхностной и промежуточной водными массами есть следствие максимального развития вертикального квазигомогенного слоя в рассматриваемый сезон. Поэтому слой промежуточной водной массы имеет гораздо меньшую толщину, чем в другие сезоны. Площадь ее распространения также несколько сокращается, оставаясь в пределах изобаты 60 м в Бассейне, Кандалакшском и Двинском заливах. T, S -значения промежуточной водной массы таковы: $-0,41...0,11^{\circ}\text{C}$ и $28,4-29,0\text{‰}$. По обе стороны горизонта 100 м расположен переходный слой между промежуточными и глубинными водами. Глубинная водная масса занимает часть Бассейна и Кандалакшского залива ниже изобаты 120 м. Распресненные воды заливов занимают верхний слой толщиной 5—10 м в вершинах всех заливов, причем зона их распространения проходит в основном у восточных берегов Двинского и Онежского заливов и южного берега Кандалакшского. Температура этих вод $4,5-5,1^{\circ}\text{C}$, соленость $21,2-24,6\text{‰}$.

Для осенней структуры вод характерно присутствие слоя инверсии в верхних горизонтах, что обусловлено началом вертикальной зимней конвекции. Так, на ст. № 116 в районе м. Зимнегорский слой воды до горизонта 10 м занят распресненными водами Двинского залива, в которых отчетливо прослеживается инверсия температуры до глубины 10 м. Ниже расположены воды верхних слоев Бассейна с обычным распределением характеристик. Для Бассейна отмечается повышение температуры до глубины 10 м в поверхностной водной массе. Зона перехода от поверхностных вод к промежуточным заглублена до горизонтов 45—50 м. Проме-

жуточная водная масса расположена между горизонтами 60 и 100 м. Ниже 150 м залегает глубинная водная масса практически с одинаковыми во все сезоны параметрами. Сложную вертикальную структуру имеет Кандалакшский залив (ст. 107). Поверхностная водная масса занимает слой толщи-

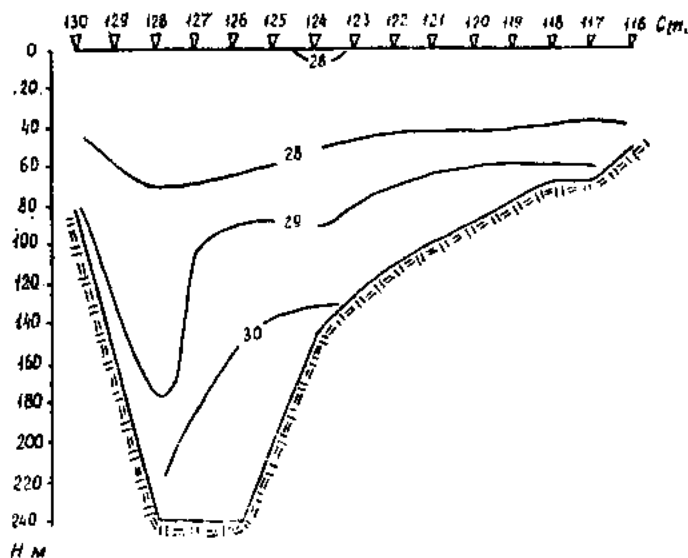


Рис. 2.11. Распределение солености на разрезе м. Зимнегорский — о. Ивановы Луды. Ноябрь 1982 г., ‰.

ной 40 м. В верхних 10 м наблюдается инверсия температуры, вызванная вертикальной конвекцией, далее идет понижение температуры с глубиной, причем до горизонта 40 м оно незначительно (1°C), а ниже температура резко падает. Зона слабых градиентов температуры соответствует верхнему квазигомогенному слою, толщина которого в этом районе составляет 30—35 м. Промежуточная водная масса расположена между горизонтами 60 и 100 м. Начиная с горизонта 150 м и до дна находятся глубинные воды. При рассмотрении осеннего распределения водных масс в Белом море уместно еще раз затронуть вопрос о формировании промежуточных и глубинных вод. На рис. 2.11 представлена соленость на разрезе м. Зимнегорский — о. Ивановы Луды в ноябре 1982 г. Отчетливо видно опускание вод на свале глубин у Карельского берега. В табл. 2.1 приведены результаты наблюдений за температурой, соленостью и кислородом на придонном горизонте в Бассейне (ст. № 126) в различные сезоны с 1978 г. по 1982 г. Как видно из этих данных, осенью 1979 г. на глубине 260 м наблюдалась температура $-0,57^{\circ}\text{C}$ и соленость $27,27\text{‰}$, летом того же года соленость на глубине 240 м была $28,57\text{‰}$. Можно предположить, что в отдельные годы обновление глубинных вод происходит не только зимой, но и в другие сезоны, в частности осенью.

Резюмируя, отметим, что в Белом море выделяются следующие водные массы: баренцевоморская, Горла, Воронки, верхних слоев Бассейна, промежуточная, глубинная, распресненные воды заливов и слабо трансформированных речных вод. Характеристики этих водных масс и их пространственное распределение имеют сезонную изменчивость.

Формирование промежуточной водной массы происходит в начале зимы, а глубинной — в конце зимы — начале весны. В отдельные годы происходит

Таблица 2.1

Сезонная изменчивость температуры, солености и кислорода за период с 1978 по 1982 г.

Год	Сезон	Глубина, м	T , °C	S , ‰	O , ‰ (по объему)	O_2 , ‰
1978	Лето	300	-1,42	29,87	7,06	81,5
	Осень	250	-1,46	30,14	5,99	69,1
1979	Весна	275	-1,42	30,03	—	—
	Лето	240	-1,42	28,57	7,53	86,2
	Осень	260	-0,57	27,27	6,68	78,7
1980	Весна	250	-1,40	29,88	6,47	75
	Осень	240	-1,41	28,78	6,55	75
1981	Весна	260	-1,42	29,98	7,92	91
	Лето	275	-1,40	29,86	6,08	70
	Осень	255	-1,37	29,93	5,50	64
1982	Весна	260	-1,44	30,44	6,00	70
	Лето	250	-1,48	30,13	6,80	79
	Осень	230	-1,44	30,61	7,07	82

смешение этих двух типов вод с поверхностными за счет динамических факторов, в результате чего они приобретают несвойственные им характеристики.

На формирование водных масс большое влияние оказывают процессы перемешивания. В частности, приливное перемешивание формирует однородную вертикальную структуру вод Горла. Ветровое и конвективное перемешивание определяют глубину залегания поверхностных вод.

2.6. Фронты и фронтальные зоны

Фронтальной обычно называют такую зону в океане или море, где пространственные градиенты основных гидрологических и динамических характеристик значительно обострены по сравнению со средними их значениями [146]. Фронтальный раздел — это поверхность максимального градиента одной или нескольких характеристик, располагающаяся внутри фронтальной зоны [146]. Изучение фронтов и фронтальных зон имеет не только научное, но и народнохозяйственное значение, поскольку к ним приурочены повышенные содержания биогенов и хлорофилла. Фронтальные зоны в морях и океанах имеют различную физическую природу. Одни образуются под влиянием речного стока (стоковые и эстуарийные фронты), другие — под влиянием приливов и сезонного прогрева (приливные и шельфовые фронты). Несмотря на разные причины возникновения, они имеют много общих черт.

В общем случае фронтальные зоны характеризуются следующими параметрами:

а) шириной зоны, направлением ее простирания, протяженностью и пределами по глубине;

б) общей термохалинной характеристикой и средними горизонтальными градиентами температуры и солености. Взаимным расположением изотерм; изохалин и изопикк в поперечном сечении зоны;

в) числом фронтальных разделов в зоне;

г) внешними и внутренними силами, поддерживающими фронтальную зону в обостренном состоянии или способствующими ее разрушению.

Указанные параметры можно получить прямыми измерениями. При наличии достаточно детальной съемки может быть дано удовлетворительное физическое описание фронтальной зоны.

В Белом море встречаются все перечисленные выше типы фронтов. Стоковые фронты формируются под воздействием стока Северной Двины, Онеги, Мезени и рек Кандалакшского и Онежского заливов. Они возникают в том случае, если речные воды, не успев в существенной мере перемешаться с морскими в устье, образуют на поверхности сравнительно тонкий слой пресных или распресненных вод. В местах соприкосновения морских и речных вод появляются резкие горизонтальные градиенты солености. Непосредственно под линзой пресной воды возникает скачок плотности, который существенно затрудняет перемешивание. Считая стоковый фронт стационарным, можно полагать, что потери воды из линзы за счет турбулентного вовлечения вертикально вниз компенсируются постоянным пополнением за счет стока реки. Общее количество воды, уходящей из линзы за счет вовлечения должно быть прямо пропорционально площади фронтального раздела. Предельные горизонтальные размеры пятна, растекающегося под влиянием избыточного горизонтального градиента давления, должны быть связаны с расходом реки и разностью средних значений солености воды в линзе $\bar{S}$ и за ее пределами S_0 . Поэтому из соображений размерности можно написать [146]

$$RK_1 b_1 = qd,$$

где R — коэффициент пропорциональности, $\sim 10^{-4}$; K_1 — коэффициент диффузии; b_1 — периметр внешнего фронта линзы; q — расход реки; $d = S_0 / (S_0 - \bar{S})$ — коэффициент разбавления речного стока за счет приливного и ветрового перемешивания.

По этой формуле оценивался периметр внешнего фронта линзы, образуемой стоком Северной Двины. В зависимости от водности года он принимал значение 500—100 км.

Стоковые фронты регистрируются в основном по градиентам солености. В Двинском заливе, например, в отдельные годы последние достигают нескольких промилле на километр. Весной градиенты солености в зонах стоковых фронтов в среднем составляют 0,13—0,37 ‰/км. Кроме соленостных наблюдаются и температурные градиенты, поскольку весной речные воды теплее морских, в среднем они составляют 0,08—0,17 °C/км. С началом летнего прогрева температура морских и речных вод выравнивается, и стоковые фронты становятся чисто соленостными. Летом T , S -градиенты находятся в пределах 0,05—0,08 °C/км и 0,1—0,2 ‰. На рис. 2.12 приведена кватильная диаграмма градиентов температуры и солености в районе м. Зимнегорский (Двинский залив).

Здесь и далее часто для оценивания параметров распределений рядов использованы элементы квантильного анализа выборочной совокупности случайных величин. Это обусловлено простотой вычисления оценок квантилей и более высокой их эффективностью по сравнению с классическими оценками при отклонении распределения от нормального (разбросанные хвосты оценки плотности, вызванные засорением, наличие асимметрии и т. д.). Известно, что квантиль порядка P называется такое значение выборки X_p , ранжированной по возрастанию, что $F(X_p) = P$ [143]. Графическое представление квантильных характеристик — «ящик с усами» (врезка на рис. 2.12). В качестве первого приближения оценок положения и масштаба возможно использо-

вание трехсреднего значения («центр ящика») и межквартильного размаха («высота ящика»). Положение медианы относительно «центра ящика» говорит об асимметрии распределения: если ме-

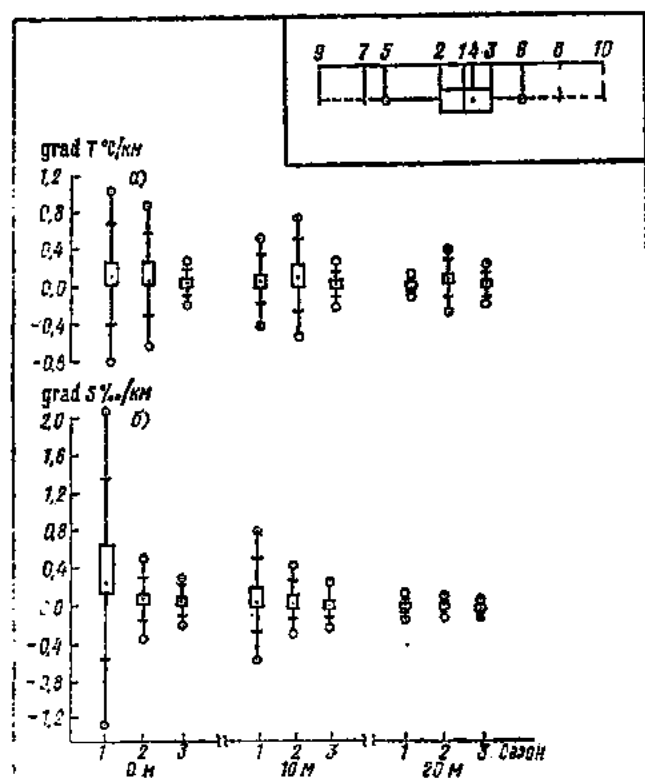


Рис. 2.12. Градиенты температуры (а) и солености (б) на горизонтах 0, 10 и 20 м весной (1), летом (2) и осенью (3).

На врезке: 1 — медиана; 2, 3 — квартили $X_{0,25}$ и $X_{0,75}$ соответственно; 4 — трехсреднее значение; 5, 6 — внутренние «барьеры», левый и правый; 7, 8 — «усы»; 9, 10 — внешние «барьеры», левый и правый.

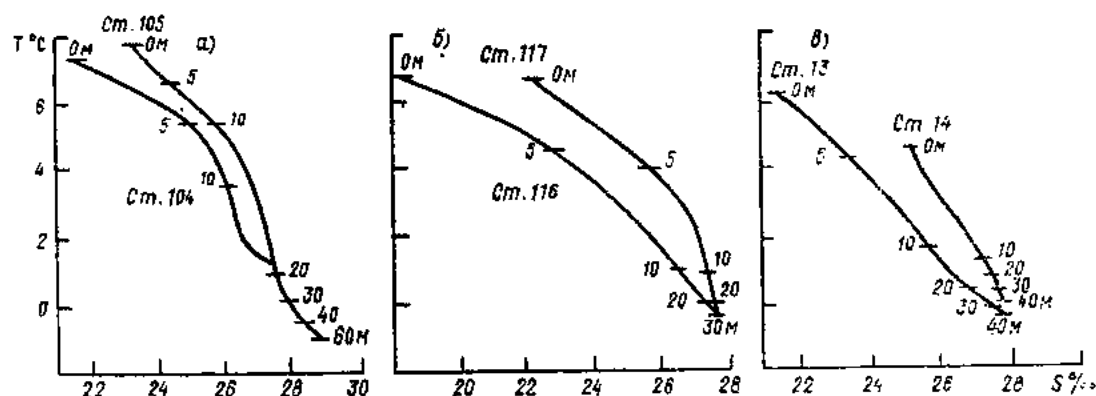


Рис. 2.13. T, S-кривые в районах стоковых фронтов весной (по медианным оценкам).

а — Кандалакшский залив; б — на границе Бассейна и Горла; в — Горло.

диана и «центр ящика» совпадают — распределение почти симметрично. Внутренние и внешние барьеры «ящика» используются для контроля однородности выборки [143].

Из всех фронтальных зон, образующихся под влиянием речного стока, фронтальная зона в районе м. Зимнегорский (Двинский залив) наиболее выражена. Квартильные диаграммы градиентов температуры и солености в ней, как уже указывалось выше, приведены на рис. 2.12. Во время половодья распресненная вода в Двинском заливе движется двумя струями: одна из них прижимается к Зимнему

берегу и выходит в Горло, образуя на всем протяжении разные горизонтальные градиенты температуры и солености, вторая поворачивает влево и, смешиваясь с морскими водами, в виде частично распресненного клина проникает в Бассейн. Летом с уменьшением стока фронтальная зона смещается к югу. Температурные контрасты в ней почти исчезают, а соленостные ослабевают в 2—3 раза.

Сток Онеги и Мезени на порядок меньше стока Северной Двины. Значительно распресненные воды, заполняющие акватории устьевых взморий, выносятся преимущественно вдоль Онежского берега в Онежском заливе и Конушинского берега в Мезенском. Встречаясь с более холодными и солеными водами Бассейна или Воронки, они образуют вытиснутую вдоль берега фронтальную зону.

В Кандалакшском заливе интересен стоковый фронт, образующийся в районе м. Турий, где весной градиенты достигают $0,21\text{‰/км}$ и $0,1\text{°C/км}$ и где в отличие от других мест сохраняются значительные градиенты во все сезоны. Летом градиент солености на поверхности составляет $0,24\text{‰/км}$, осенью — $0,14\text{‰/км}$. Соленостные контрасты сопровождаются температурными. Стоковые фронты образуются также в вершине залива и в районе впадения р. Ковды. На рис. 2.13 приведены T, S-кривые станций, расположенных на разрезах поперек стоковых фронтов.

Обычно речные воды растекаются по поверхности более плотных подповерхностных вод и образуют линзу толщиной 5—10 м. На рис. 2.14 изображена граница максимального распространения речных вод в Белом море по данным сезонных океанографических съемок. Видно, что существенное распресняющее воздействие в районах устьевых взморий оказывают помимо упомянутых рек также реки Варзуга и Кемь.

Достаточно детальные исследования стоковых фронтов ГОИНа в Онежском заливе позволяют получить представление о приливной изменчивости температуры и солености в зонах фронтов (табл. 2.2). В период исследований соленые воды на полной воде в придонном слое проникали до устьевых створа р. Онеги и входили в ее русло. Смещение границы проникновения соленой воды за приливной шквал составляло около 6 км.

Максимальная термохалинная изменчивость наблюдалась в поверхностном слое. На остальных горизонтах контуры изотерм и изогалин были такие

же, как на поверхности, но изменчивость T и S была намного меньше. Стоковые фронты, образуемые водами Онеги, относятся к эстуарийным, поскольку вершину Онежского залива можно рассматривать как эстуарий. Для Онежского залива характерны два типа эстуарийных фронтов. Результаты съемки 1978 г. показали, что сток Онеги осуществляется в виде отдельных струй, перемежаемых в горизонтальной плоскости в верхнем тонком слое соленостными клиньями. Фронтальные разделы образуются в районах контакта пресных и соленых вод и располагаются параллельно оси залива. На полной воде, когда соленая вода проникает в устье

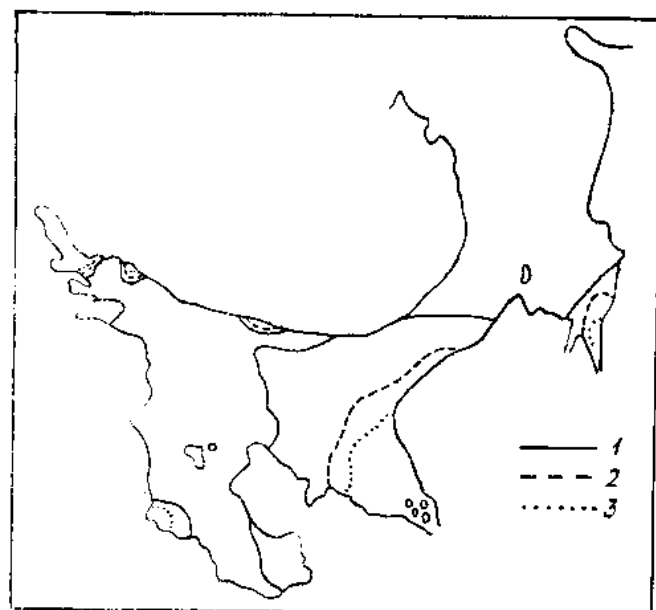


Рис. 2.14. Граница максимального распространения речных вод весной (1), летом (2), осенью (3).

р. Онеги, наблюдается второй тип фронтов, характерный для узких эстуариев. В этом случае соленостный клин образует почти вертикальную «стенку» до самого дна. Горизонтальные градиенты солености в период съемки достигали $1,5\text{‰}/\text{км}$, температуры — $0,55\text{°C}/\text{км}$. К эстуарийным относятся и фронты, образующиеся под влиянием стока рек Кандалакшского залива.

Другой тип фронтов, характерный для Белого моря, — шельфовые фронты. Они вызывают на границе перемешанных и стратифицированных вод. Приливное перемешивание на мелководье охватывает всю толщу вод, поэтому эти фронты обычно приурочены к свалам глубин, разделяющих однородные по температуре воды от стратифицированных. Шельфовые фронты в Белом море носят сезонный характер: только с началом летнего прогрева неперемешанные воды приобретают резкую темпе-

ратурную стратификацию, а летом они наиболее развиты. Фронты такой физической природы обнаружены и описаны на шельфе Европы, Берингова моря.

Впервые сведения о шельфовых фронтах в Белом море содержатся в работе А. Г. Кравца. По материалам авиатермосъемок поверхности моря и анализа приливных течений автор выделил два ярко выраженных фронта: на южной окраине Горла и к северу от Соловецких островов. Имеющиеся данные показывают, что весной фронт Горла в восточной части смыкается со стоковым фронтом

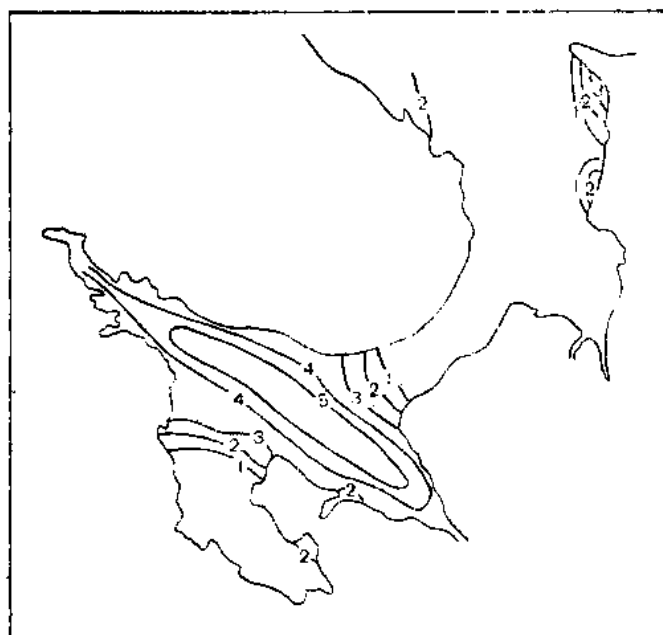


Рис. 2.15. Распределение кривых Симпсона — Хантера по акваториям моря.

Двинского залива. В это время происходит значительное обострение градиентов плотности и, как следствие, интенсификация динамических процессов.

Симпсон и Хантер предложили эффективный физический критерий для диагностики положения шельфовых фронтов в прибрежной зоне. Этот критерий представляет собой отношение R скорости продукции потенциальной энергии, необходимой для поддержания вертикальной однородности слоя жидкости при наличии солнечного прогрева, к скорости диссипации энергии приливных течений за счет придонного трения. В предположении, что поток солнечного тепла и коэффициент придонного трения C_D постоянные величины, выражение для этого критерия имеет вид [204]

$$R \sim h/|U|,$$

где h — глубина моря; $|U|$ — средняя сизигийная амплитуда приливных течений.

Обычно пользуются десятичным логарифмом этой величины:

$$S = \lg(h/C_D|U|).$$

Расчет и картирование параметра S выполнен в той же работе Кравца на основе гидродинамической модели приливов (рис. 2.15). Картирование позволяет установить положение шельфовых фронтов, разделяющих стратифицированные ($S > 2$) перемешанные ($S < 1$) воды. Фронтальной зоной соответствует значение $S \approx 1,5$. Кроме двух упомяну-

Таблица 2.
2

Размах колебания температуры и солености за приливной цикл

Горизонт	Ст. 1		Ст. 2		Ст. 3	
	$T\text{°C}$	$S\text{‰}$	$T\text{°C}$	$S\text{‰}$	$T\text{°C}$	$S\text{‰}$
0 м	2,5	8,5	2,0	6,0	7,0	5,0
0,5H	1,5	4,0	2,0	3,0	—	—
Дно	1,0	2,0	0,5	3,0	2,5	3,0

тых выше, шельфовые фронты наблюдаются у Канинского берега и у некоторых мысов. Однако, если первые два фронта хорошо прослеживаются по авиатермическим и океанографическим сезонным съемкам (градиенты температуры здесь в среднем $0,2^{\circ}\text{C}/\text{км}$), то фронт у Канинского берега выражен слабо. Сезонные съемки показали наличие значительных горизонтальных градиентов вдоль всего Терского берега. Как известно, летом над Белым морем преобладают ветры северо-западного направления. По-видимому, они вызывают сосредоточен-

ный в верхнем слое перенос, направленный от берега, что приводит к подъему глубинных и замещению ими поверхностных вод (рис. 2.16). Граница их соприкосновения может быть очень резкой.

Наконец, следует упомянуть о приливных фронтах, образующихся в результате конвергенции приливных течений в проливах и заливах. В Белом море фронты подобного рода встречаются в районе Восточной Соловецкой Салмы. Однако специально они не исследовались.

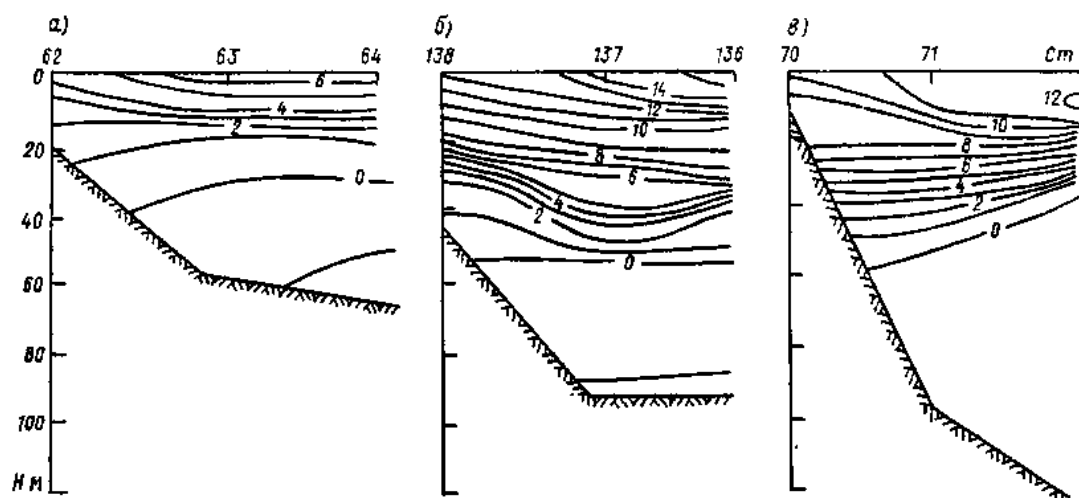


Рис. 2.16. Распределение температуры на станциях, расположенных вдоль Терского берега по отдельным съемкам, $^{\circ}\text{C}$.

а — 12 августа 1979 г.; б — 24 июля 1984 г.; г — 7 августа 1983 г.

3. ВОДНЫЙ БАЛАНС

3.1. Изученность водного баланса

Водный баланс Белого моря, в особенности соотношение таких его составляющих, как материковый сток и водообмен с Баренцевым морем, играющих большую роль в формировании гидрологического режима, является одним из основных климатообразующих факторов моря. Уравнение водного баланса имеет вид

$$V_c + V_o - V_n \pm V_p \pm V_d = \Delta V, \quad (3.1)$$

где V_c — объем речного стока; V_o — объем осадков, выпадающих на поверхность моря; V_n — объем воды, испаряющейся с поверхности; V_p — водообмен с прилегающими акваториями; V_d — ледообмен (для зимнего времени); ΔV — изменение объема моря (для многолетнего периода $\Delta V \rightarrow 0$).

Степень изученности отдельных составляющих водного баланса различна. Первые сведения о стоке крупнейших рек относятся к концу XIX — началу XX в. По расходам р. Северной Двины они датируются 1882 г., а р. Онеги (в п. Надпорожий Погост) — 1914 г. В устье р. Мезени исследование гидрологического режима были начаты в 1914—1915 гг.

В настоящее время хорошо освещены сеть постов реки, каждая из которых имеет площадь водосбора более $20\,000\text{ км}^2$. Однако в Белое море впадает много водотоков с площадью водосбора $100\text{—}1000\text{ км}^2$, и, например, по Архангельской области из

них изучены лишь $0,03\%$ [117]. Кроме того, наблюдения имеют разную длительность (табл. 3.1).

Таблица 3.1

Гидрологические характеристики рек, впадающих в Белое море

№ п/п	Река, пункт	Площадь водосбора, км^2	Годы с наблюдениями	Количество лет с наблюдениями	Средний расход за период наблюдений, $\text{м}^3/\text{с}$
1	Северная Двина, п. Усть-Пинега	348 000	1882—1980	99	3380
2	Онега, п. Надпорожий Погост	55 700	1914—1916 1920—1980	61	488
3	Мезень, п. Малосиньгосгорская	56 400	1921—1931, 1936—1980	59	652
4	Кулой, д. Кулой	3 010	1927, 1928, 1930—1980	53	33,5
5	Кемь, с. Подужемье	27 600	1919, 1926—1980	56	256
6	Ковда, между порогами Кузьмин и Семежье	26 100	1926—1934	29	271
7	Шуя, с. Шуерское	934	1936—1912, 1945—1980	43	7,76
8	Сума, п. Сумский Посад	1 990	1926—1930, 1932—1943, 1945—1949, 1956—1980	47	19,6
9	Умба, д. Паялка	6 470	1930—1980	51	78,2
10	Стрельна, д. Стрельна	2 770	1936—1980	45	31,3

Таблица 3.2

Сведения о наблюдениях за осадками по побережью Белого моря

№ п/п	Станция	Годы с наблюдениями	Количество лет с наблюдениями	Норма осадков с поправкой на ветровую недоучет, мм/год
1	Зимнегорский маяк	1896—1910, 1912—1980	84	652
2	Инци	1915—1956, 1958—1980	65	610
3	Несь	1926—1980	55	629
4	Мыс Конушин	1939—1980	42	512
5	Абрамовский маяк	1932—1980	49	565
6	Гридино	1915—1980	66	487
7	Жужмуй	1891—1908, 1912—1980	87	571
8	Мудьюг	1914—1980	67	547
9	Сосновец	1891—1980	90	541
10	Кемь-Порт	1934—1980	47	532
11	Архангельск (Соломбала)	1891—1980	90	680
12	Мезень	1891—1909, 1912—1980	88	618
13	Онега	1891—1980	90	722
14	Моржовец	1891—1903, 1921—1980	73	526
15	Канин Нос	1915—1917, 1919—1922, 1924—1980	63	575
16	Лямца	1932—1980	49	587
17	Унскый маяк	1915—1980	66	589
18	Жижгин	1891—1980	90	520
19	Северодвинск	1936—1980	45	518
20	Шойна	1932—1980	49	460
21	Разнаволоок	1947—1980	34	597

Нормой стока принято считать средний годовой сток за период 60—70 лет.

Количество речной воды, поступающей в Белое море, рассчитано в работе [47] по средним многолетним значениям расходов за весь период наблюдений по 1975 г. включительно. Территория водосбора условно разделена на три района. Район 1 включает водосборы рек Кольского полуострова, впадающих в Белое море между м. Святой Нос и п. Кандалакша (включая р. Ниву), район 2 — водосборы рек Карельской АССР, впадающих между п. Кандалакша и р. Онегой (исключая ее), район 3 — водосборы рек территории Архангельской области, впадающих в море между р. Онегой и м. Канин Нос. Наиболее изученным в гидрологическом отношении можно считать район 3. В целом по всем районам площади водосборов, замыкаемые гидростворами, составляют 88%. В той же работе [47] приводятся средние многолетние значения притока речных вод в Белое море: по району 1 — около 24 км³/год; по району 2 — 34 км³/год; по району 3 — 170 км³/год.

Водообмен с Баренцевым морем является важнейшей составляющей водного баланса Белого моря. Рассчитывался он неоднократно. Впервые результирующий водообмен (200 км³/год) был получен В. В. Тимоновым в 1929 г. по разрезу Сосновец-Мегры. Затем в 1960 г. Н. С. Уралов на разрезе м. Канин Нос — м. Святой Нос получил значение выносимых из Белого моря вод, равное 192 км³/год. Водообмен Белого и Баренцева морей рассчитывался также на основании связи наблюдаемых непериодических течений на створе м. Канин Нос — м. Святой Нос с уровнями на близлежащих водных постах [4]. Результирующий перенос беломорских вод, составивший 231 км³/год, неплохо согласуется с годовым притоком пресных вод в Белое море, что говорит о большой достоверности этого результата. Значительный интерес представляет внутригодовое распределение водообмена, однако в перечисленных работах оно не рассматривалось. Наблюдения за другой составляющей водного баланса — осадками проводились с конца прошлого века при помощи дождемеров, а впоследствии — осадкомеров на многих прибрежных станциях (табл. 3.2).

Средняя многолетняя годовая сумма осадков, выпадающих на поверхность Белого моря, по данным работы [152] составляет 37,8 мм/год. В «Атласе океанов» [8] через Белое море проходит изогипса 600 мм, т. е. годовая сумма осадков оценивается около 50 мм/год.

Данные по испарению с поверхности Белого моря не столь обширны. По измерениям, производившимся в 1923—1933 гг. на о. Мудьюг при помощи эвапариметра Вильда, было получено значение 424 мм/год. Испарение, рассчитанное Н. Я. Арсеньевой по методам Шулейкина и Самойленко, составило 457 и 487 мм/год соответственно. В МФ ААНИИ при расчете теплового баланса косвенным методом определялось испарение, в среднем оно составило 400 мм/год [152]. Для районов Белого моря значения испарения получены В. Л. Цуриковым (неопубликованные данные, 1980) по методу Н. П. Голтарева и Г. Н. Панина [30]. Среднее за 12 лет испарение равнялось 23 мм/год.

Из сказанного видно, что наиболее полные и длительные наблюдения проводились за осадками и речным стоком: ряды на некоторых станциях имеют длительность 80—90 лет. Гораздо хуже об-

стоит дело с испарением и водообменом Белого и Баренцева морей. Имеющиеся данные по испарению все же позволяют оценить его внутригодовое распределение. О водообмене, к сожалению, этого сказать нельзя.

Оценивая баланс вод Белого моря, представляется целесообразным рассмотреть отдельные его составляющие для основных районов моря.

3.2. Материковый сток

Роль речного стока, годовой объем которого достигает 4 % общего объема Белого моря, исключительно велика. Являясь одним из основных факторов, определяющих водообмен Белого и Баренцева морей, речной сток оказывает влияние на режим циркуляции вод моря.

Реки, впадающие в Белое море и имеющие преимущественно снеговое питание, характеризуются высоким весенним половодьем и низкой зимней меженью.

У рек Кольского полуострова весеннее половодье начинается в конце апреля — начале мая. Средний слой стока за этот период составляет 120—150 мм, из них 70—80 % приходится на снеговой сток и 10—15% на долю дождей. Летне-осенняя межень обычно наступает в середине июля — первых числах августа и заканчивается в сентябре — начале октября. Средние многолетние нормы стока в этот период 2—7 л/(с·км²). Зимняя межень устанавливается обычно в конце октября — середине ноября и в среднем продолжается 160—190 сут [115].

У рек Карелии весеннее половодье начинается в конце апреля — начале мая. Сток за этот период

обычно составляет 40—50% годового. Зимняя межень наступает в ноябре — начале декабря и продолжается 130—150 сут. Самые низкие уровни характерны для конца марта — начала апреля [116].

На весенний сток рек Архангельской области приходится 55—65% годового объема, на период

межени — 35—45% (из них 6—9% — доля зимнего стока). В летне-осенний период нередко проходят дождевые паводки, особенно частые осенью. Максимальный сток в это время отмечается в октябре (6—10% годового). Для зимней межени (декабрь — март) характерно снижение стока к концу периода [117].

Средняя многолетняя норма стока для рек Карелии около 10 л/(с·км²), для рек Кольского полуострова — 12—13 л/(с·км²), для рек Архангельской области — 10—13 л/(с·км²). Наибольший сток (15—20 л/(с·км²)) наблюдается на сравнительно небольшом участке к юго-востоку от Архангельска (бассейн р. Мудьюги) (рис. 3.1 б).

Поскольку соотношение осадков и испарения из года в год не остается постоянным, изменяется и годовой сток. Так, в Архангельской области коэффициенты вариации годового стока у разных рек колеблются от 0,11 до 0,41, в Карелии — от 0,20 до 0,30, на Кольском полуострове — от 0,20 до 0,28 (рис. 3.1 а).

Статистические характеристики годового стока приведены в табл. 3.3. На рис. 3.2 а изображена функция повторяемости речного стока.

Вековые колебания стока рек определяются крупномасштабными изменениями климата. С начала века наблюдается устойчивое снижение увлажненности территории водосбора рек, впадающих в Белое море. Оно повлекло за собой и уменьшение стока. Это хорошо видно на примере Северной Двины, расходы которой измеряются с конца прошлого века.

Анализ рядов годового стока рек показал, что на фоне векового снижения стока выделяются циклы маловодных и многоводных лет. Так, рост стока характерен для конца 20-х — начала 30-х годов. Судя по вековому ходу осадков, в это время прекратилось резкое падение увлажненности и наметилась тенденция к увеличению количества осадков. Конец 30-х — начало 40-х годов отмечены общим снижением стока (для Северной Двины на эти годы приходится абсолютный минимум стока за весь период наблюдений). Циклы маловодных и многоводных лет хорошо прослеживаются по рядам стока. Судя по спектральному анализу, отсутствуют долгопериодные колебания стока. В межгодовых колебаниях можно выделить 4—5- и 8—9-летние циклы (рис. 3.3), причем циклы многоводных и маловодных лет для крупных рек хронологически не совпадают.

Спектры стока в диапазоне частот, соответствующих периодам менее года, близки к линейча-

Таблица 3.3

Статистические характеристики годового стока по районам

Район	Среднее значение, км ³ /год	σ	A_s	$C_{эксц}$	C_v	Сток (км ³ /год) обеспеченностью (%)			
						25	50	75	95
1. Онежский залив	33,39	6,59	0,22	0,36	0,20	39,56	35,34	32,17	25,31
2. Двинский залив	101,31	18,85	0,25	—0,13	0,19	122,15	104,66	93,92	73,77
3. Кандалакшский залив	18,01	1,91	—1,10	3,38	0,11	19,80	19,09	17,85	14,32
4. Бассейн	4,40	0,63	0,62	0,82	0,14	4,86	4,57	4,23	3,65
5. Горло	1,07	0,20	—0,02	0,43	0,19	1,28	1,16	1,00	0,79
6. Воронка и Мезенский залив	30,74	4,13	0,45	—0,17	0,14	34,63	30,99	29,17	25,84

Примечание. При расчетах использованы данные по наиболее крупным рекам. Неучтенные площади водосбора составляют около 100 тыс. км² с суммарным стоком (по средним многолетним значениям) 36,32 км³/год, что составляет 16% общего объема.

тым. Максимумы спектров наблюдаются на частоте годовой гармоник и ее обертонов, соответствующих

тать, что его роль в балансе вод Белого моря несущественна.

Рис. 3.2. Распределение стока (а) и осадков (б). Бассейн.

1 — эмпирическое; 2 — теоретическое; N — число случаев.

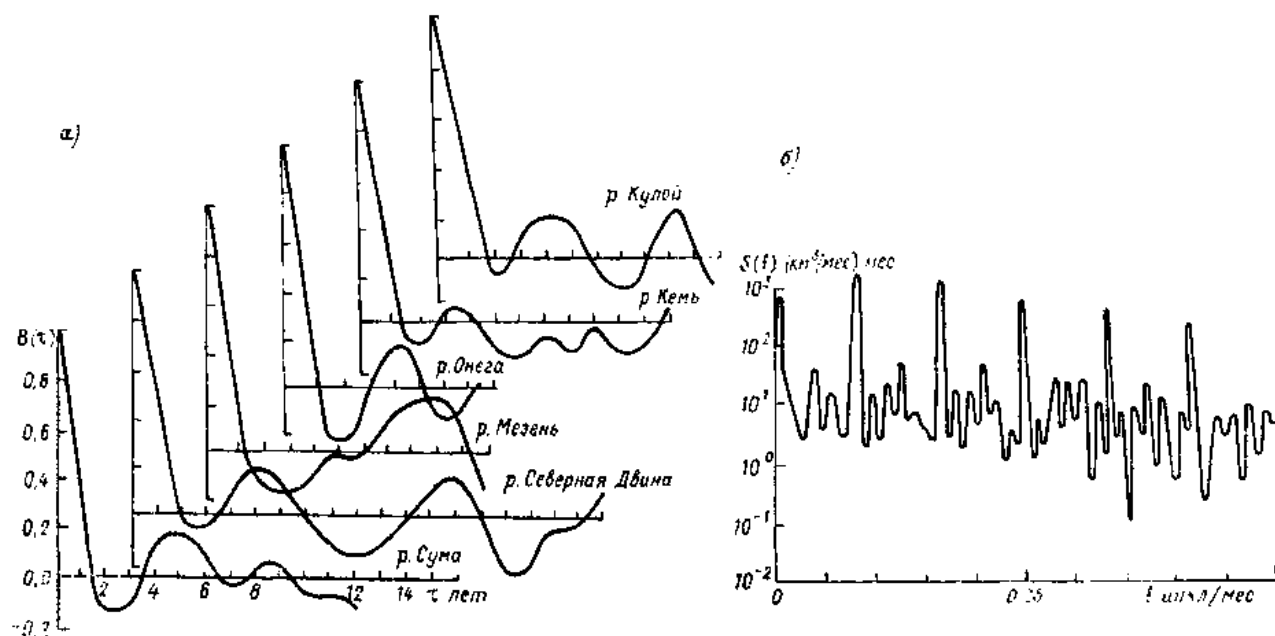
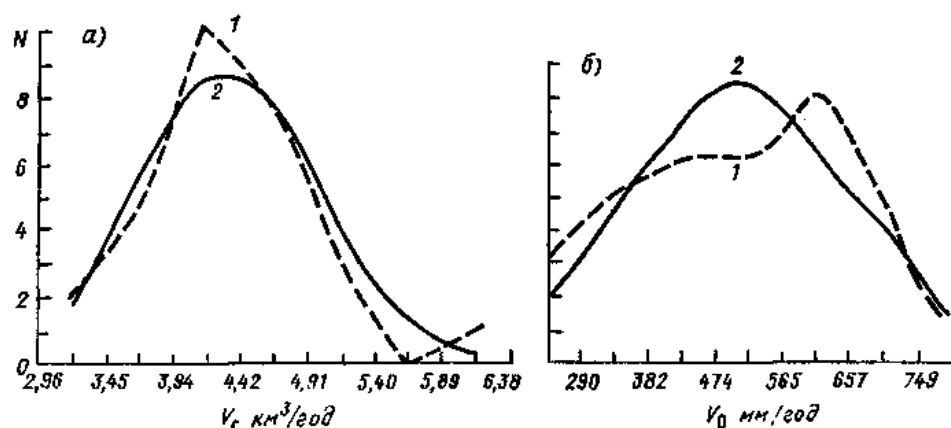


Рис. 3.3. Автокорреляционные функции временных рядов стока (а) и функция спектральной плотности суммарного стока (б).

периодам 6, 4, 3 и 2 мес. Годовые гармоник с амплитудами 1,2—49,0 км³/мес, зависящими от района, обусловлены ежегодно повторяющимися паводками. Пик на частоте, соответствующей колебаниям с периодом полгода, появляется благодаря чередованию весеннего и осеннего паводков. В целом материковый сток имеет ярко выраженный сезонный ход, что наглядно иллюстрируется с помощью квартильного анализа средних месячных значений стока, например, для Двинского залива. Внутригодовая изменчивость стока носит сезонный характер. Максимальный разброс значений соответствует пику весеннего половодья (рис. 3.4). Для периодов межени характерны малые значения стока и малая их изменчивость. Например, в Двинском заливе в период зимней межени устойчивые аналоги коэффициентов вариации рядов стока составляют 0,04—0,07, в период летней межени 0,06—0,10.

Подземный сток по сравнению с поверхностным изучен слабо. По оценкам работ [115—117], он составляет на юге Кольского полуострова около 2,0 л/(с·км²), в Карелии — 1,5—2,0 л/(с·км²), на территории Архангельской области — 2,5—3,0 л/(с·км²), что намного меньше поверхностного. Можно счи-

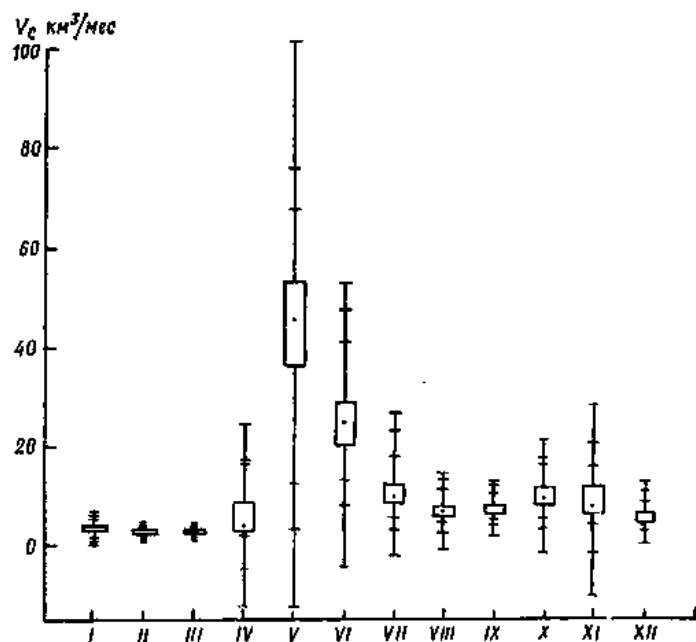


Рис. 3.4. Внутригодовое распределение стока. Двинский залив.

3.3. Осадки и испарение

Белое море расположено в субполярном климатическом поясе, характеризующемся повышенной увлажненностью. Осадки повсеместно на 100—200 мм превышают испарение.

Количество атмосферных осадков определяется активной циклонической деятельностью. В балансе вод Белого моря осадки играют не столь существенную роль, как речной сток. Однако они вносят свой вклад в приток пресных вод. Кроме того, режим увлажненности прибрежных территорий влияет на речной сток.

Для расчета годовых сумм осадков, выпадающих на поверхность Белого моря, использованы данные 19 береговых станций (из них 4 островных) [130]. Считая измеренные количества осадков репрезентативными для всей площади моря, для построения карт применена интерполяция методом среднего взвешенного значения. Интерполируемое значение элемента принималось равным

$$\xi_0 = \sum_{i=1}^n P_i \xi_i, \quad (3.2)$$

где ξ_i — значение элемента в каждой из n точек; P_i — его вес. Значение веса считалось обратно пропорциональным расстоянию l_i от узла до i -й точки, поэтому

$$\xi_0 = \left(\sum_{i=1}^n l_i^{-1} \right)^{-1} \sum_{i=1}^n (\xi_i / l_i). \quad (3.3)$$

Положение изогнет корректировалось по положению линий равной повторяемости выпадения осадков [8].

За год на поверхность Белого моря выпадает 500—600 мм осадков, из них 350—400 мм — в теплый период. Число дней с осадками составляет 180—190. В открытых районах Бассейна, Горла и Воронки повторяемость осадков более 10 мм/сут составляет около 4 сут в году, более 20 мм/сут — 1—2 сут в году, более 30 мм/сут — 1—2 раза за 10 лет.

Внутригодовое распределение осадков зависит от характера атмосферной циркуляции и интенсивности циклонической деятельности. Зимой над Белым морем преобладают циклоны с Гренландского и Норвежского морей и Атлантического океана (повторяемость циклонических образований 77%). Они приносят обложные осадки в виде снега. Эти осадки мелкие, но частые (при повторяемости 30—40% их количество составляет 35—45 мм/мес. Число дней с осадками в январе составляет 15—20).

Весной, когда над акваторией Белого моря господствуют малоподвижные циклоны, а повторяемость области высокого давления увеличивается до

35%, наблюдается минимальное в году количество осадков: их повторяемость уменьшается до 15%, а число дней с осадками до — 12—13.

В летний период как и в другие сезоны над акваторией моря преобладает область низкого давления. Однако в это время года наблюдается заметное ослабление интенсивности общей циркуляции атмосферы. Для лета характерна максимальная в году повторяемость южных циклонов, приносящих самые обильные осадки. Так, например, в июле может быть 10—12 сут с осадками, интенсивность которых превышает 0,1 мм/мин. В среднем в июле выпадает около 55 мм осадков.

Максимум осадков приходится на сентябрь — октябрь. Осенью повторяемость области низкого давления над морем увеличивается до 73%, скорость перемещения циклонов значительно возрастает. Повторяемость осадков в ноябре составляет 30% при норме выпадения 50—60 мм/мес. Количество дней с осадками в это время в южной части моря равно 15—20, в Воронке — 18—23 (рис. 3.5, 3.6). Из рис. 3.7, на котором приведены гистограммы внутригодового распределения осадков по восьми станциям, следует, что неравномерность выпадения осадков возрастает с юго-запада на северо-восток. На станциях Сосновец и Канни Нос минимумы и максимумы выражены наиболее ярко. О сезонной неравномерности осадков в различных районах моря можно судить по сезонным суммам, выраженным в процентах от годовых (табл. 3.4).

Таблица 3.4
Распределение осадков по сезонам, %

Район	Зима XII—II	Весна IV—VI	Лето VII—VIII	Осень IX—XI
Залив				
Онежский	27	23	19	31
Двинский	21	22	22	32
Кандалакшский	27	20	23	30
Бассейн	27	21	19	33
Горло	25	23	19	33
Воронка и Мезенский залив	25	22	20	33

Долгопериодные колебания осадков связаны с изменением климата. С начала века до 20-х годов наблюдалось устойчивое понижение увлажненности. В 20—30-е годы вековой ход количества осадков несколько стабилизировался.

Для годовых сумм осадков по всем районам Белого моря рассчитаны статистические характеристики (табл. 3.5).

Таблица 3.5
Статистические характеристики годовых сумм осадков

Район	Среднее значение, мм/год	σ	A_s	$C_{\text{эксц}}$	C_v	Осадки (мм/год) обеспеченностью (%)			
						25	50	75	95
Залив									
Онежский	6,71	1,67	0,06	—1,22	0,25	8,57	7,24	5,82	4,68
Кандалакшский	4,43	1,38	—0,01	—1,23	0,31	5,88	4,87	3,69	2,60
Двинский	3,30	1,41	—0,03	—1,52	0,28	4,38	3,64	2,75	2,11
Бассейн	10,12	3,0	—0,09	—1,19	0,30	13,55	11,52	8,95	6,20
Горло	5,62	1,54	0,14	—1,24	0,27	7,39	6,34	4,69	3,56
Мезенский залив и Воронка	17,60	5,14	0,39	—1,08	0,29	22,17	18,61	14,79	11,51

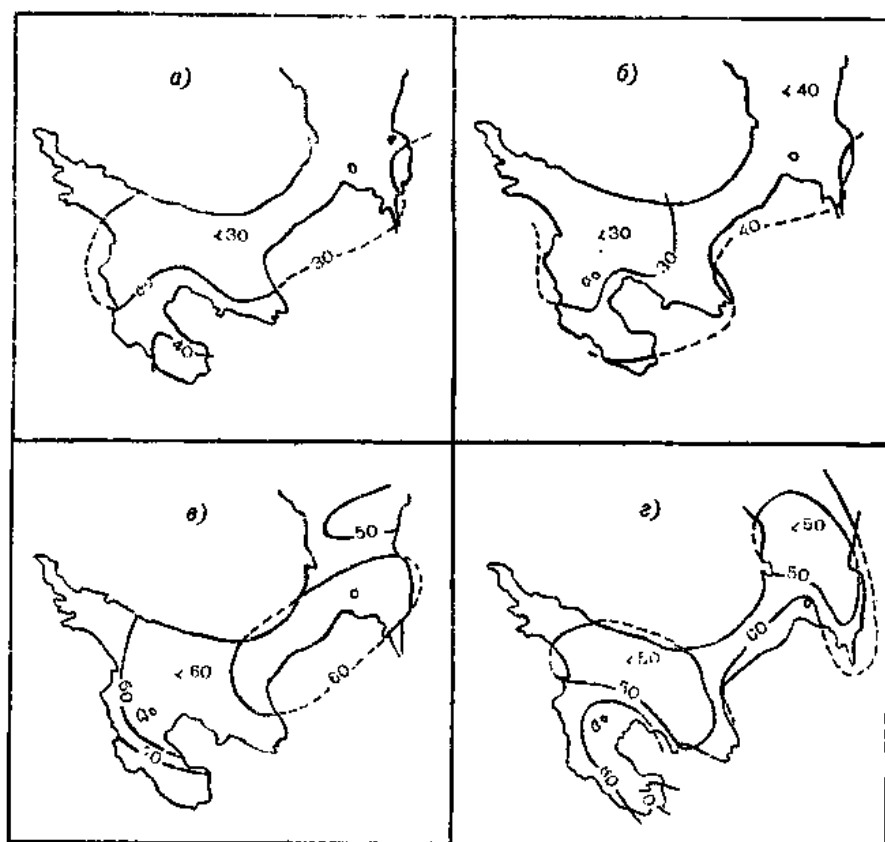


Рис. 3.5. Среднее многолетнее распределение осадков, мм/мес.
а — февраль; б — май; в — август; г — ноябрь.

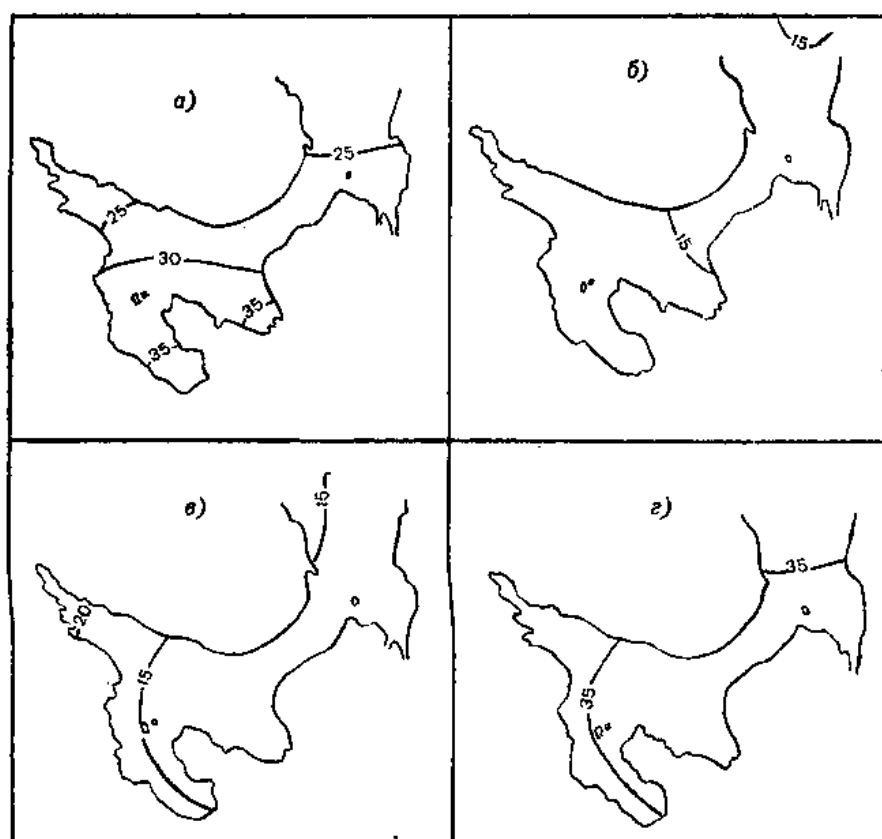


Рис. 3.6. Повторяемость осадков [2], %.
а — февраль; б — май; в — август; г — ноябрь.

На рис. 3.2 б в качестве примера приведена плотность распределения количества осадков для Бассейна.

номерность распределения испарения наиболее ярко выраженная на островных станциях, возрастает с юго-запада на северо-восток. Кривые годового

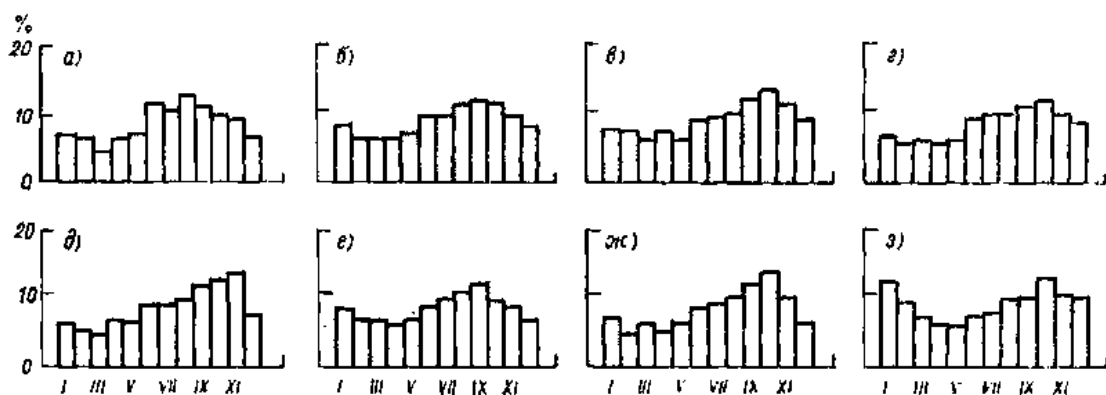


Рис. 3.7. Внутригодовое распределение осадков, %.

а — Разнаволок; б — Жужмуй; в — Жижгин; г — Мудьюг; д — Илцы; е — Сосновец; ж — Моржовец; з — Канин Нос.

По испарению с поверхности Белого моря пользовались данные, полученные В. Л. Цуриковым. Испарение вычислялось за 12-летний период для всех районов моря. По этим данным с поверхности Белого моря за год в среднем испаряется 250 мм (около 23 км^3) воды, причем с поверхности

хода испарения в Онежском заливе и Горле моря имеют хорошо выраженный максимум в июле—августе, во всех же остальных районах они содержат два максимума (в марте—апреле и в сентябре—октябре) и два минимума (в феврале и июне) (рис. 3.9). На энергетических спектрах испарения

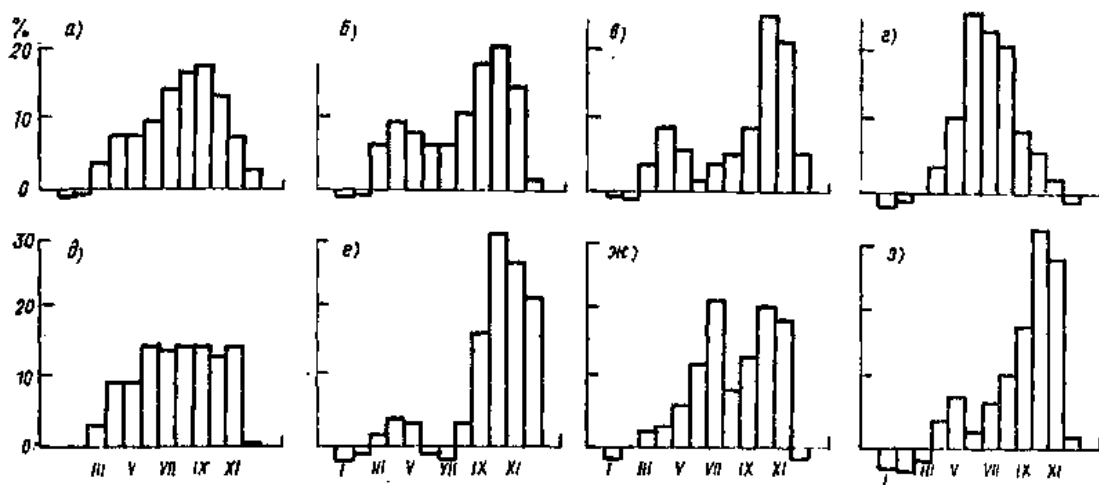


Рис. 3.8. Внутригодовое распределение испарения, %.

а — Разнаволок; б — Жужмуй; в — Жижгин; г — Мудьюг; д — Илцы; е — Сосновец; ж — Моржовец; з — Канин Нос.

Онежского залива (исключая вершину) и Бассейна испаряется около 200 мм, Канда拉克ского и Двинского заливов — 310—350 мм, Горла, Воронки и Мезенского залива — около 260 мм. Таким образом, в среднем по морю осадки существенно превышают испарение (остаточный слой осадков составляет 275 мм/год).

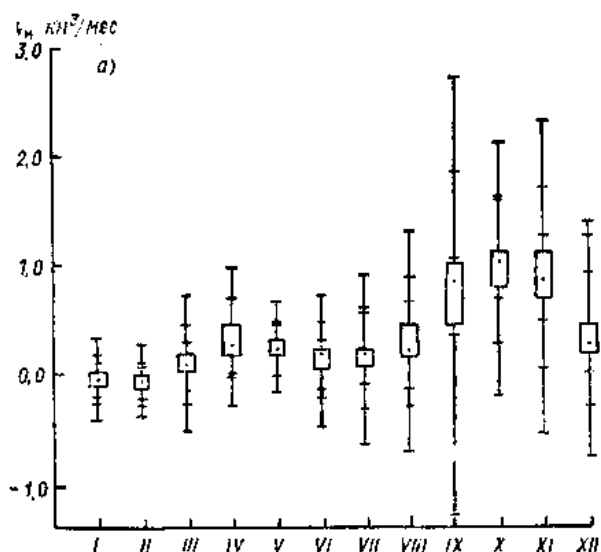
Внутригодовое распределение испарения определяется в основном климатическими факторами.

На рис. 3.8 приведены гистограммы распределения испарения на восьми береговых и островных станциях. Отрицательные значения месячных сумм свидетельствуют о преобладании в этих месяцах конденсации над испарением. Внутригодовая нерав-

выделяются два пика с периодами 12 и 6 мес. Различие в годовом ходе испарения вызвано преобладанием годовой гармоникой в одних районах и полугодовой — в других.

Для водного баланса Белого моря существенны не столько абсолютные значения осадков и испарения, сколько их разность, характеризующая увлажненность, которая уменьшается с юга на север. Внутригодовые колебания осадков и испарения несинхронны, поэтому внутригодовое распределение увлажненности имеет максимумы в январе и июле и минимумы в апреле и октябре. Внутригодовые колебания составляют $5,3 \text{ км}^3$. Примечательно, что в октябре—ноябре испарение почти полностью ком-

пенсирует осадки, тогда как в другие месяцы осадки в 2—3 раза превышают испарение.



ная поверхность каждого района на каждый момент времени аппроксимируется плоскостью. Такие

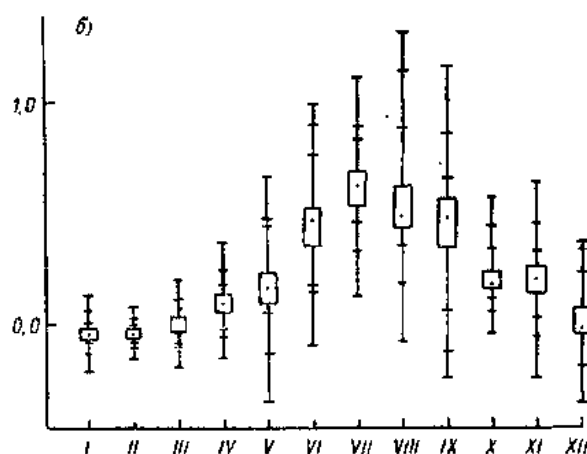


Рис. 3.9. Внутригодовое распределение испарения.
а — в Воронке и Мезенском заливе; б — в Онежском заливе.

3.4. Водообмен между Белым и Баренцевым морями.

Изменчивость водного баланса Белого моря

Рассмотренные выше составляющие характеризуют пресный баланс Белого моря. В среднем за год избыток пресной воды, поступающей в море, несколько превышает 240 км^3 , что составляет 4,5% всего объема моря. Следовательно, исключительно важную роль в поддержании водного и солевого баланса Белого моря играет водообмен с Баренцевым морем. Водообмен определяется в основном разностями уровней и плотностей воды в этих морях, а также интенсивностью и направлением господствующих над ними ветров.

Как уже отмечалось, годовой водообмен Белого и Баренцева морей оценивался многими авторами. Полученные оценки отражали суммарное воздействие всех факторов, определяющих процессы водообмена и не давали представления о его внутригодовом распределении.

Один из методов расчета результирующего водообмена — по уравнению водного баланса. В этом случае водообмен принимается равным алгебраической сумме осадков, испарения, речного стока и изменения объема моря ΔV . Считается, что фильтрация вод и подземный сток незначительны. Расчет ΔV основан на использовании средних месячных данных по уровням на береговых станциях. Уровен-

вычисления проводились для Онежского, Двинского и Кандалакшского заливов, Бассейна и Горла. В Воронке и Мезенском заливе расчеты не выполнялись из-за отсутствия непрерывных уровненых наблюдений.

Методика вычисления изменения объема по формуле

$$\Delta V = V_t - V_{t+\Delta t}, \quad (3.4)$$

где V_t — объем в предыдущий; $V_{t+\Delta t}$ — в последующий момент времени, имеет свои недостатки [3], но для данных расчетов вполне приемлема. Для станций с уровневыми наблюдениями рассчитывались коэффициенты r парной корреляции средних месячных уровней. Хорошая связь характерна для станций Бассейна, Горла и Двинского залива ($r = 0,80 \dots 0,87$).

Вычисленный таким образом результирующий водообмен через Горло равен $197 \text{ км}^3/\text{год}$ и направлен из Белого моря. При этом 31 км^3 приходится на ледообмен (табл. 3.6). Баренцевоморская вода проследивается в Воронке Белого моря во все сезоны. Особенно далеко она распространяется зимой. Результирующий водообмен в это время года минимален. Максимальный вынос вод приходится на май — июнь. Это вызвано увеличением стока рек во время половодья, которое приводит к подъему уровней в вершинах заливов. Отток воды в это время превышает объем втекающих вод для Двинского за-

Таблица 3.6

Годовой ход составляющих водного баланса (без Воронки и Мезенского залива), км^3

Составляющая	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Речной сток	6,06	5,19	4,59	10,66	53,53	30,77	14,57	10,24	11,22	13,92	11,17	7,84	179,76
Осадки	2,35	1,88	1,54	1,91	2,07	2,58	2,93	3,14	3,34	3,36	2,88	2,20	30,18
Испарение	-0,28	-0,12	0,29	0,85	0,99	1,31	1,42	1,65	2,23	2,51	1,93	0,76	13,54
ΔV	2,61	2,58	-0,51	-0,25	-6,73	2,89	1,01	-0,06	-2,61	-2,11	3,59	0,72	1,13
Результирующий водообмен,	11,30	9,77	5,33	11,47	47,88	34,93	17,09	11,67	9,72	12,66	15,71	10,00	197,53
в том числе													
Ледообмен	3,84	7,82	8,29	9,24	1,91	—	—	—	—	—	—	0,21	31,31

лива на 20—30 км³/мес, для Онежского на 5—6 км³/мес, для Кандалакшского на 2—3 км³/мес. Весной воды заливов проникают далеко в Бассейн, а воды Бассейна занимают южную часть Горла. Результирующий водообмен на границе Горла и Воронки достигает в это время 30—40 км³/мес и направлен из Белого моря.

Как видно из табл. 3.6, отток беломорских вод превышает приток из Баренцева моря в течение всего года. Обеспечивается он прежде всего более высоким по сравнению с Баренцевым уровнем Белого моря, который в свою очередь создается значительным притоком пресной воды.

Помимо того, что речной сток создает превышение уровня, он приводит к распреснению беломорских вод, образованию горизонтальных градиентов плотности на выходах из заливов и существованию постоянного градиента плотности между беломорскими и баренцевоморскими водами. Горизонтальные градиенты плотности порождают термохалинное течение, направленное из Баренцева моря в Белое. Таким образом, речной сток с одной стороны создает условия для существования стокового течения Белого моря, а с другой — обеспечивает приток баренцевоморских вод.

На водообменные процессы оказывает влияние ветровое воздействие на поверхность моря. Зимой преобладают юго-западные ветры, летом — северо-восточные. Зимой ветер способствует выносу вдоль Каннинского берега беломорских вод, а летом — баренцевоморских.

Показателем изменчивости водного баланса могут служить колебания уровня, так как они определяются соотношением между осадками и испарением и водообменом Белого и Баренцева морей. Следовательно, наблюдения за уровнем можно использовать для оценки гидрологических условий, связанных с колебаниями климата. В табл. 3.7 приведены разности осредненных по пятилетиям сред-

Таблица 3.7

Разности осредненных по пятилетиям средних годовых уровней по станциям, см

Пятилетие	Мудьюг	Чаванга	Сосновец	Жикгин
1937—1941	4,8	—	4,8	—
1942—1946	4,8	—	4,8	—
1947—1951	2,4	—	2,0	1,2
1952—1956	—3,8	—	—5,2	—4,6
1957—1961	3,4	1,4	1,8	0,4
1962—1966	1,0	0,6	—1,4	—2,2
1967—1971	—8,8	—1,6	—0,2	—1,0
1972—1976	1,8	0,0	—0,6	—0,6
1977—1980	—0,7	—0,2	—4,8	0,4

4. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС БЕЛОГО МОРЯ

Тепловой баланс моря, который обычно определяется для длительных промежутков времени, выражается в виде алгебраической суммы отдельных составляющих, равной за год (средние многолетние условия) нулю. Эта сумма состоит из значений радиационного баланса, турбулентного теплообмена, затрат тепла на испарение и (или) выделения тепла при конденсации, тепла, выделяемого при ледообразовании и (или) поглощаемого при ледотаянии, тепла речного стока, адвективно-диффузионного переноса тепла.

нх годовых уровней по береговым станциям. Видно, что спад уровней по всему морю наблюдался в конце 40-х — начале 50-х годов, а затем — в последние 14 лет рассматриваемого периода, что согласуется с вековым ходом стока и осадков.

Об изменчивости водного баланса можно судить и по спектрам изменений объема моря. В диапазоне частот, соответствующих межгодовым колебаниям не выделяется сколько-нибудь значимый пик. Во внутригодовых колебаниях можно отметить цикличность, равную 12 мес, обусловленную ежегодным увеличением объема моря в период весеннего половодья. Максимум годовых колебаний ΔV в Бассейне, Горле и Кандалакшском заливе наступает в ноябре, в Двинском и Онежском заливах — в феврале, минимум — в мае и августе соответственно. Амплитуда этих колебаний составляет 0,1—1,6 км³. Для составляющих водного баланса вычислены спектры по дискретным перекрывающимся интервалам, равным 21 году, и при временном сдвиге — 12 мес.

На частотах, соответствующих периодам 12; 6; 4; 3 и 2 мес у обоих спектров прослеживаются устойчивые пики. Это справедливо для заливов. Очевидно, изменения их объемов тесно связаны с поступлением речных вод. Для Онежского и Двинского заливов характерен сильный рост объема в мае и резкое падение в июне при максимальной изменчивости весной и осенью. Парные коэффициенты корреляции для рядов изменений объема и речного стока значимы (для Двинского залива, например, $r=0,51$). В Бассейне, Горле и Кандалакшском заливе резких изменений ΔV нет. Максимальная изменчивость характерна для зимнего периода. Это говорит о том, что основным фактором, определяющим внутригодовые колебания объема в этих районах, является водообмен с прилегающими акваториями.

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

Водный баланс, в особенности соотношение таких его составляющих как материковый сток и водообмен с Баренцевым морем, играют большую роль в формировании гидрологического режима моря и являются одним из основных климатообразующих факторов моря.

Все составляющие водного баланса имеют хорошо выраженный сезонный ход. В то же время оценка сезонной изменчивости водообмена с Баренцевым морем весьма приближительна и требует дальнейшего уточнения.

У составляющих водного баланса с длительными рядами наблюдений (материковый сток и осадки), отмечается убывающий тренд.

Первые исследования теплового баланса Белого моря отражены в работе В. В. Тимонова и Л. П. Кузьмина [142], в которой на основе теоретических и эмпирических зависимостей между процессами теплообмена и определяющими их факторами рассчитан тепловой баланс Бассейна. Несколько позже А. Ф. Шимко [155] рассчитал отдельные составляющие теплового баланса (радиационный баланс, затраты тепла на испарение и конденсацию). Более детальные проработки выполнены Н. Я. Арсеньевой [6], Г. В. Гирдюком [152], В. В. Елисо-

вым [45]. В первой из этих трех работ использованы наблюдения береговых и судовых гидрометеорологических станций за 1914—1959 гг. Во второй работе объем исходных данных охватывает период с 1900 по 1973 гг. Кроме того, в ней применены различные методики для подсчета составляющих баланса в ледовый и безледный периоды, с учетом уточненных в последние годы параметров в расчетных формулах [27]. Аналогичная методика применена и В. В. Елисовым [45], однако им дополнительно оценена адвективная составляющая, обусловленная ветровыми течениями. В то же время значения годовых сумм составляющих теплового баланса, полученные Елисовым, вызывают сомнения, так как существенно превышают данные, содержащиеся в работах Арсеньевой [6] и Цурикова и Зубакина [152], а также значения, отмечаемые на различных широтах Земли [20].

Поглощенная суммарная солнечная радиация. Формирование вертикальной структуры вод зависит не только от процессов перемешивания, но и от поглощаемой солнечной радиации. Годовая сумма поглощенной солнечной радиации в Белом море составляет $(310...340) \cdot 10^3 \text{ Дж/см}^2$. Максимум поглощенной радиации отмечается в июне ($73 \cdot 10^3 \text{ Дж/см}^2$), минимум — в январе ($0,0 \text{ Дж/см}^2$) [45].

Эффективное излучение представляет собой баланс длинноволновой радиации на уровне подстилающей поверхности. В Белом море оно довольно изменчиво и колеблется от $-21 \cdot 10^3 \text{ Дж/см}^2$ в ноябре до $-5,5 \cdot 10^3 \text{ Дж/см}^2$ в феврале [45].

Радиационный баланс поверхности моря R есть разность между поглощенной радиацией B_k и эффективным излучением водной поверхности $E_{\text{эф}}$. Для различных точек Белого моря он характеризуется данными, приведенными в табл. 4.1, которая любезно предоставлена Г. В. Гирдюком. Благодаря тому, что в этих данных учтено влияние облачности на эффективное излучение, значение R на 30—40 % превышает соответствующие значения, приведенные в работе [6] и меньше примерно на 20 % месячных значений в работе [45].

Судя по работе [45] максимум радиационного баланса Белого моря превышает на $4 \text{ Дж/(см}^2 \cdot \text{мес)}$ аналогичную величину Балтийского моря.

Турбулентный теплообмен и затраты тепла на испарение. Турбулентный теплообмен поверхности

моря с атмосферой за год на акватории Белого моря изменяется от $41,9$ до $92,2 \text{ кДж/см}^2$ (табл. 4.1). Тепло, затрачиваемое на испарение, в среднем в 1,4 раза превышает турбулентный теплообмен и составляет за год $83,8—117,3 \text{ кДж/см}^2$. Сопоставление значений P и LE из табл. 4.1 с данными В. П. Хрола [149] показывает, что в январе согласованность между ними хорошая, а в июле данные Хрола завышены.

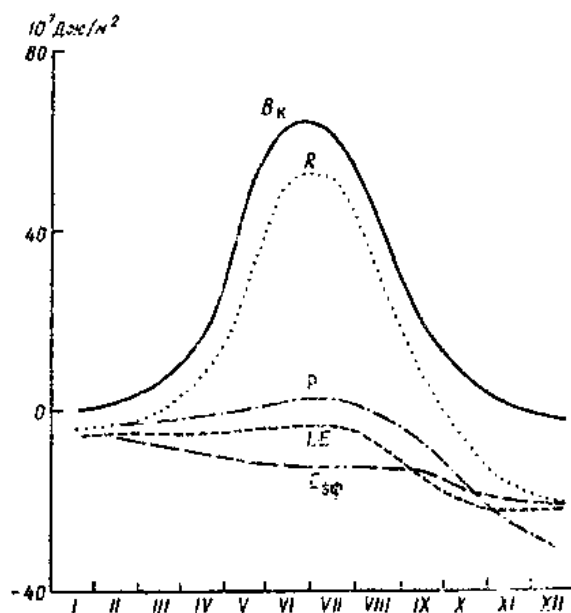


Рис. 4.1. Годовой ход составляющих теплового баланса.

Годовые значения P и LE Арсеньевой [6] в среднем на 30 % ниже данных табл. 4.1 вследствие неучета больших скоростей ветра в процессах тепло- и влагообмена над свободной ото льда поверхностью моря.

Тепловой баланс процессов ледообразования и теплообмена через лед. В упомянутых работах Арсеньевой и Гирдюка [6, 152] приведены также и значения теплообмена через лед и суммы теплоты ледообразования и ледотаяния. Первые из них составляют $45,3$ и $42,3 \text{ кДж/см}^2$ в год соответственно, а вторые — $9,6$ и $2,9 \text{ кДж/см}^2$. Теплообмен через

Таблица 4.1

Годовой ход составляющих теплового баланса в Белом море по расчетам Г. В. Гирдюка, кДж/см^2

Составляющая баланса	Номер пункта	φ°	λ°	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
R	1	67	42	-5,9	-2,9	0,8	10,5	15,9	14,4	41,9	24,7	8,4	-6,7	-12,6	-18,0	100,5
	2	66	40,5	-5,0	-2,9	0,0	8,1	25,9	16,5	45,7	27,2	8,4	-6,3	-11,2	-17,2	127,4
	3	66	37	-5,4	-2,9	0,1	7,9	10,9	16,9	43,9	25,5	4,6	-6,7	-13,8	-18,0	93,4
	4	65	39	-5,0	2,9	0,0	6,3	38,1	43,1	39,1	22,6	3,8	-7,5	-15,5	-20,5	101,8
	5	61	37	-4,6	-2,5	-1,2	8,8	39,4	15,7	43,1	25,9	7,5	-6,4	-13,8	-4,6	139,5
P	1	67	42	-6,7	-2,9	-0,4	-1,2	-0,4	2,9	2,9	2,1	-1,7	-13,0	-20,0	-33,9	-80,4
	2	66	40,5	-7,1	-3,3	-0,8	-1,7	2,5	2,9	2,9	1,7	-2,9	-16,7	-20,9	-25,1	-71,6
	3	66	37	-5,0	-2,5	-1,2	-0,8	-2,1	2,1	2,5	-2,5	-9,2	-15,1	-21,9	-31,1	-89,2
	4	65	39	-3,8	-2,9	-1,2	-0,8	2,5	1,2	1,2	-0,8	-5,4	-11,7	-17,2	-21,7	-63,7
	5	61	37	-3,3	-1,7	-1,7	-0,8	1,7	0,8	1,2	-2,5	-6,7	-10,9	-11,7	-13,1	-39,0
LE	1	67	42	-7,1	-5,9	-6,7	-5,4	-3,8	-0,4	0,0	-2,5	-5,9	-20,5	-20,5	-22,6	-101,4
	2	66	40,5	-5,0	-4,6	-5,4	-6,3	-2,1	-1,7	0,8	-2,5	-9,6	-19,3	-20,5	-16,8	-93,0
	3	66	37	-5,4	-4,6	-4,6	-5,0	-4,2	-3,8	-0,8	-9,6	-18,8	-18,0	-20,5	-21,1	-116,9
	4	65	39	-5,4	-4,6	-5,0	-5,0	-2,1	-5,0	-4,6	-11,3	-12,6	-11,2	-14,2	-16,3	-109,6
	5	61	37	-5,9	-4,2	-5,0	-4,6	-1,7	-5,0	-5,4	-8,4	-13,3	-12,2	-13,8	-11,3	91,9

лед, хотя и рассчитан по разным методикам, практически одинаков, что свидетельствует о достоверности расчетов. Суммы теплоты ледообразования и ледотаяния различаются более существенно, однако сама эта составляющая теплового баланса весьма мала. В настоящей работе использована последняя оценка.

Относительная роль составляющих теплового баланса. Из рис. 4.1 можно составить представление о соотношении между составляющими теплового баланса при наличии и отсутствии льда на акватории Белого моря. Ледяной покров значительно уменьшает поглощенную солнечную радиацию, но вместе с тем сокращает потери тепла поверхностью

морья за счет эффективного излучения, турбулентного теплообмена и затрат тепла на испарение.

В табл. 4.2 приведены годовые значения составляющих теплового баланса Белого моря (значение адвекции тепла течениями получено как остаточный член уравнения теплового баланса). Из табл. 4.2 следует, что в среднем за год поступление и расход тепла составляют 348 кДж/см². В приходной части основная роль принадлежит поглощенной солнечной радиации (67%) и адвекции тепла течениями (26%). Расходуется тепло главным образом за счет эффективного излучения (35%), испарения с поверхности моря (29%) и турбулентного теплообмена (20%).

Таблица 4.2

Составляющие теплового баланса Белого моря, Дж/м² в год

Составляющие теплового баланса	Поступление тепла за год		Составляющие теплового баланса	Отдача тепла за год	
	10 ⁶ Дж/м ²	%		10 ⁶ Дж/м ²	%
Поглощенная радиация	233,8	67	Эффективное излучение	121,5	35
Адвекция тепла течениями	91,8	26	Турбулентный теплообмен	70,4	20
Теплота ледообразования	16,3	5	Затрата тепла на испарение	100,6	29
Тепло речного стока	6,3	2	Теплообмен через лед	42,3	12
			Теплота таяния льда	13,1	4
Всего	348,2	100	Всего	348,2	100

5. УРОВЕНЬ МОРЯ

В соответствии с классификацией временной изменчивости гидрометеорологических характеристик [98] колебания уровня моря можно рассматривать как суперпозицию следующих составляющих:

- 1) междугодовичных колебаний — периоды десятилетия лет, год;
- 2) сезонных колебаний — периоды месяцы;
- 3) синоптических колебаний — периоды месяцы, несколько суток;
- 4) мезомасштабных колебаний — периоды от часов до минут.

В настоящей главе рассматриваются только первые три составляющие, поскольку четвертая составляющая анализируется отдельно в гл. 8.

5.1. Краткие исторические сведения.

Сеть наблюдений за уровнем моря и высотная основа уровенных постов

Первые наблюдения за уровнем Белого моря были начаты в дельте р. Северной Двины (уровенный пост Соломбала, г. Архангельск) в 1881 г. В 1910—1913 гг. во время летних изысканий Севпортризом были проведены уровенные наблюдения в Уиской, Кемской (о. Попов) и Сорокской губах, у о. Жижгин и в устье р. Онеги. В период 1910—1936 гг. уровенные наблюдения на побережье Белого моря проводились многими изыскательскими партиями, но они имели эпизодический характер и выполнялись главным образом для привязки прибрежных промеров. Самые ранние систематические наблюдения были начаты в пунктах Кемь-Порт, Разнаволоок (1917) и Соловки (1923). В 30—40-х годах число уровенных постов с непрерывными наблюдениями увеличилось до 19.

Современная сеть насчитывает 24 береговых и островных уровенных поста моря и 7 уровенных постов устьевой области р. Северной Двины (рис. 5.1). Из них 17 постов (Кандалакша, Умба, Сосновец, Мудьюг, Северодвинск, Пертоминск, Жижгин, Онега, Разнаволоок, Кемь-Порт, Соловки, Ковда, Бакарица, Смольный Буян, Соломбала, Конвейер, Экономика) снабжены самописцами уровня моря постоянного типа, а 10 постов (Кандалакша, Чаваньга, Пялица, Конушин, Абрамовский маяк, Моржовец, Инцы, Жужмуй, Гридино, Рикасиha) являются свайными и речными постами постоянного и временного типа с отсчетами уровня 4 раза в сутки. В период весеннего ледохода ежегодно производятся ежедневные наблюдения по рейке на уровенных постах Рикасиha и Красное. Семь постов (Кандалакша, Умба, Сосновец, Северодвинск, Жижгин, Кемь-Порт, Ковда) и пост Архангельск (Соломбала) привлечены к «вековым» наблюдениям за колебаниями уровня моря. Продолжительность рядов наблюдений составляет 20—40 лет. Измерения осуществлялись по футштоку, самописцу уровня моря СУМ и прибрежному самописцу уровня моря ГМ-28 с точностью 1—2 см для первого и 2—3 см для второго и третьего способов измерений. Таким образом, несмотря на различие методов измерения, данные об уровне можно считать однородными и равнозначными. Большинство уровенных постов находится на оконечностях мысов, островах, открытых участках береговой линии и репрезентативны (за исключением постов на о. Мудьюг и о. Жижгин). Расстояние между пунктами наблюдений находится в пределах от 18 до 311 миль. Наиболее освещены данными по уровню Онежский и Кандалакшский заливы, а также вершина Двинского залива, наименее — Мезенский залив и Воронка.

Системой отсчета уровней является Главная высотная основа в «Балтийской системе высот», отнесенная к эпохе 1977 г. и введенная с 1 января 1979 г. Нулем каждого уровенного поста служит единый нуль поста моря с отметкой —5,000 м относительно нуля Кронштадтского футштока. Знание точного превышения нуля поста над его реперами, в осо-

ся его повышением в вершинах Двинского и Онежского заливов, где сказывается влияние материкового стока и понижением в открытых частях моря. Так, в Двинском заливе (о. Мудьюг) средний многолетний уровень достигает 472 см, в вершине Онежского залива (п. Онега) — 487 см, а в районах Кандалакшского залива, северной части Горла, устье

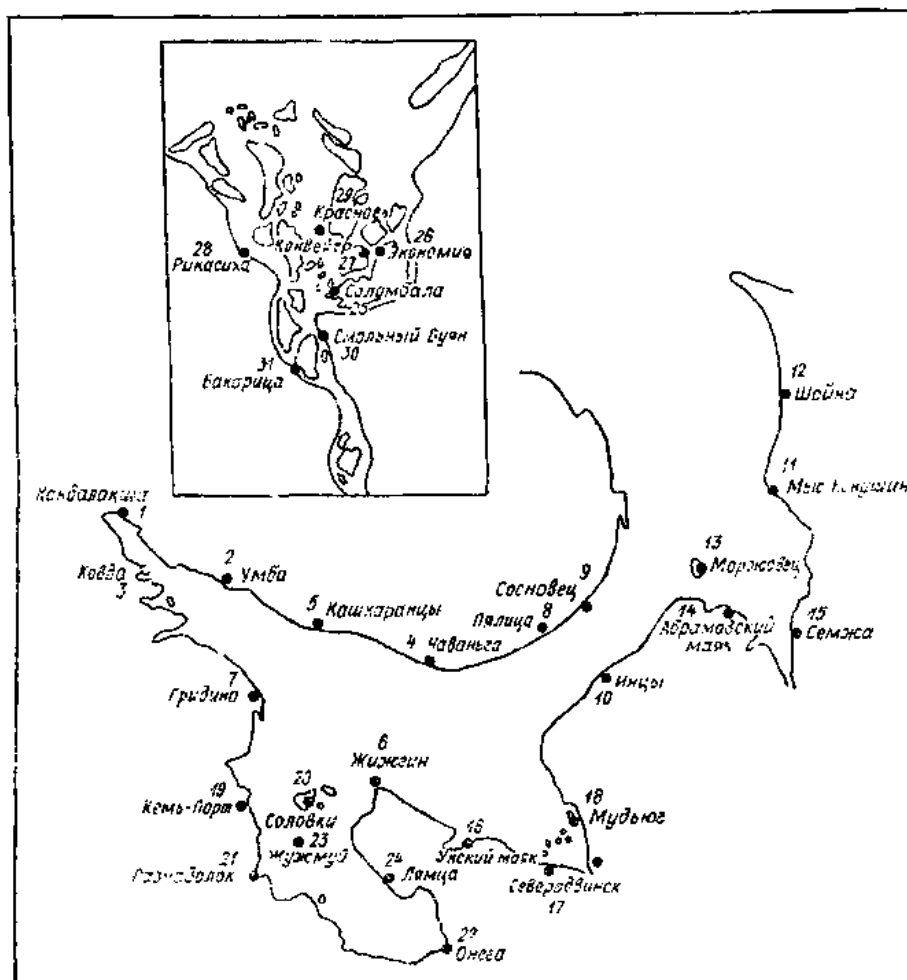


Рис. 5.1. Схема расположения уровенных постов в Белом море.

бенности над исходным репером, и точной отметки последнего в системе государственной инвентарной сети (что является главным условием полной надежности работы уровенного поста) обеспечивается, по-видимому, не по всем постам. Об этом свидетельствуют, в частности, значения среднего уровня, не везде согласующиеся с имеющимися представлениями о рельефе среднего уровня моря. В особенности это относится к пунктам Кашкаринцы, Разнаволоки и постам, находящимся на островах и в устьевой области Северной Двины.

5.2. Многолетние колебания уровня моря

Многолетние колебания уровня Белого моря обуславливаются следующими факторами: приливными колебаниями, атмосферным воздействием, изменением плотности воды, пресноводным стоком, водообменом с Баренцевым морем, вертикальными движениями земной коры.

Статистические характеристики многолетних колебаний уровня моря. Среднее многолетнее положение среднего уровня Белого моря характеризует-

Онежского залива соответственно 461, 463 и 463 см. Средние квадратические отклонения также изменяются от района к району и составляют в Двинском заливе 6,0 см, в вершине и устье Онежского залива 6,9 и 4,8 см соответственно, в Кандалакшском заливе 5,3 см и в северной части Горла 4,3 см. Многолетние изменения среднего годового уровня достигают максимальных значений в вершине Онежского залива — 38 см, уменьшаясь до 20 см в Двинском заливе, 19 см в Кандалакшском заливе и Горле.

Особенностью корреляционных функций среднего годового уровня на станциях Белого моря является их монотонное убывание с увеличением задержки и отсутствие статистически значимых пиков, что говорит о незначительном вкладе долгопериодных приливных и других колебаний в межгодовые изменения уровня. В то же время на функциях спектральной плотности, полученных по средним месячным значениям уровня, отчетливо проявляется пик на частоте 0,0166 цикл./мес., что соответствует периоду колебаний в 5 лет. Эти колебания уровня моря могут происходить за счет изменений с 5-лет-

ним периодом широтной циркуляции в атмосфере северного полушария [5].

Наиболее полное представление о временной изменчивости уровня моря дают его вероятностные модели, позволяющие получать сведения о законах распределения, корреляционных и спектральных функциях [40]. В этой связи были построены вероятностные модели средних годовых уровней на станциях Белого моря. Для некоторых станций модели имеют следующий вид:

Сосновец

$$\zeta(t) = 189 + 0,6\zeta(t-1) - 0,3\xi(t-1) + \xi(t);$$

Умба

$$\zeta(t) = 194 + 0,6\zeta(t-1) - 0,4\xi(t-1) + \xi(t);$$

Кемь-Порт

$$\zeta(t) = 579 + 0,5\zeta(t-1) - 0,5\psi(t) - 0,5\xi(t-1);$$

$$\psi(t) = \begin{cases} 0, & t \leq t_1, \\ t, & t > t_1, \end{cases}$$

где ζ — значения среднего годового уровня; ξ — возмущения в виде белого шума; ψ — разрывная функция тренда; t_1 — год, начиная с которого существенным становится линейный тренд.

Полученные модели содержат в основном члены авторегрессии и скользящего среднего. Лишь для ст. Кемь-Порт существенным становится линейный тренд, начало которого соответствует 1935 г. Анализ структуры моделей позволил районировать Белое море по характеру межгодовых колебаний уровня. Выделяются два района. В первом, охватывающем Кандалакшский залив, Бассейн и Горло, межгодовые изменения уровня описываются одной вероятностной моделью, в которой преобладающее значение принадлежит члену авторегрессии. То обстоятельство, что для станций, попавших в этот район, межгодовые изменения годового уровня описываются практически одинаковыми моделями, говорит об общности на большей части акватории Белого моря процессов, формирующих эти изменения. Во второй район входят вершины Двинского и Онежского заливов, где в моделях межгодовых колебаний уровня преобладают члены скользящего среднего. Этот факт отражает влияние стока рек, подверженного в значительной степени случайным изменениям.

Влияние приливов на средний уровень моря. Существуют два механизма, которые приводят к изменениям среднего годового уровня моря под влиянием приливов. Первый из них связан с долгопериодными приливами: статическим, лунным нодальным (период 18,6 года), «полюсным» (период 14 мес) и другим. Статический прилив (лунная и солнечная постоянные) в Белом море не превышает 2 см. Вклад же «полюсного прилива» и лунного нодального в средний уровень изменяется от 1,2 до 4,3 см [54].

Второй механизм связан с нелинейными эффектами в результате движения приливной волны на мелководье. При этом происходит не только генерация гармоник с кратными и смешанными частотами, но и изменение положения среднего уровня. На рис. 5.2 из работы [71] изображены отклонения уровня от среднего положения, обусловленные нелинейными искажениями доминирующей в Белом море приливной составляющей M_2 . Эти результаты получены численными гидродинамическими расчетами. Как следует из рис. 5.2, влияние приливов на

положение среднего уровня довольно велико и достигает более 8 см. Особенностью рельефа среднего уровня, формирующегося под действием этого механизма, является его понижение от Воронки к Горлу, повышение от Горла к Бассейну и понижение к вершине Онежского залива.

Влияние атмосферного давления и ветра на средний уровень моря. Анализ средних годовых значений уровня и атмосферного давления на стан-



Рис. 5.2. Отклонения уровня моря от среднего положения из-за нелинейных искажений прилива M_2 , см.

циях Белого моря показал, что коэффициенты их корреляции изменяются в довольно широких пределах от $-0,1$ до $-0,5$.

Влияние ветра, определяемого косвенным путем по разности атмосферного давления между станциями Кемь-Порт—Канин Нос и Архангельск—Кандалакша, несущественно, коэффициенты корреляции средних годовых значений градиентов давления и уровня моря не превышают 0,2.

Влияние изменений плотности воды и пресноводного стока на средний уровень моря. Межгодовые колебания среднего уровня моря могут быть связаны и с изменениями плотности морской воды. Отсутствие необходимых наблюдений не позволяет проследить многолетние изменения уровня в открытой части Белого моря под влиянием этого фактора. Поэтому были рассчитаны плотностные изменения уровня по данным береговых станций. Расчет выполнен по формулам из работы [109]. Полученные ряды статических изменений среднего годового уровня сглаживались по трем отсчетам с помощью скользящих медиан (рис. 5.3). Обращают на себя внимание сравнительно небольшие межгодовые статические колебания уровня, составляющие 2—4 см. Можно отметить также тенденцию к повышению статического уровня на станциях Жижгин, Мыс Коношин в 1956—1976 гг. и к понижению на ст. Моржовец.

Весьма важной характеристикой топографии поверхности моря является средний многолетний уро-

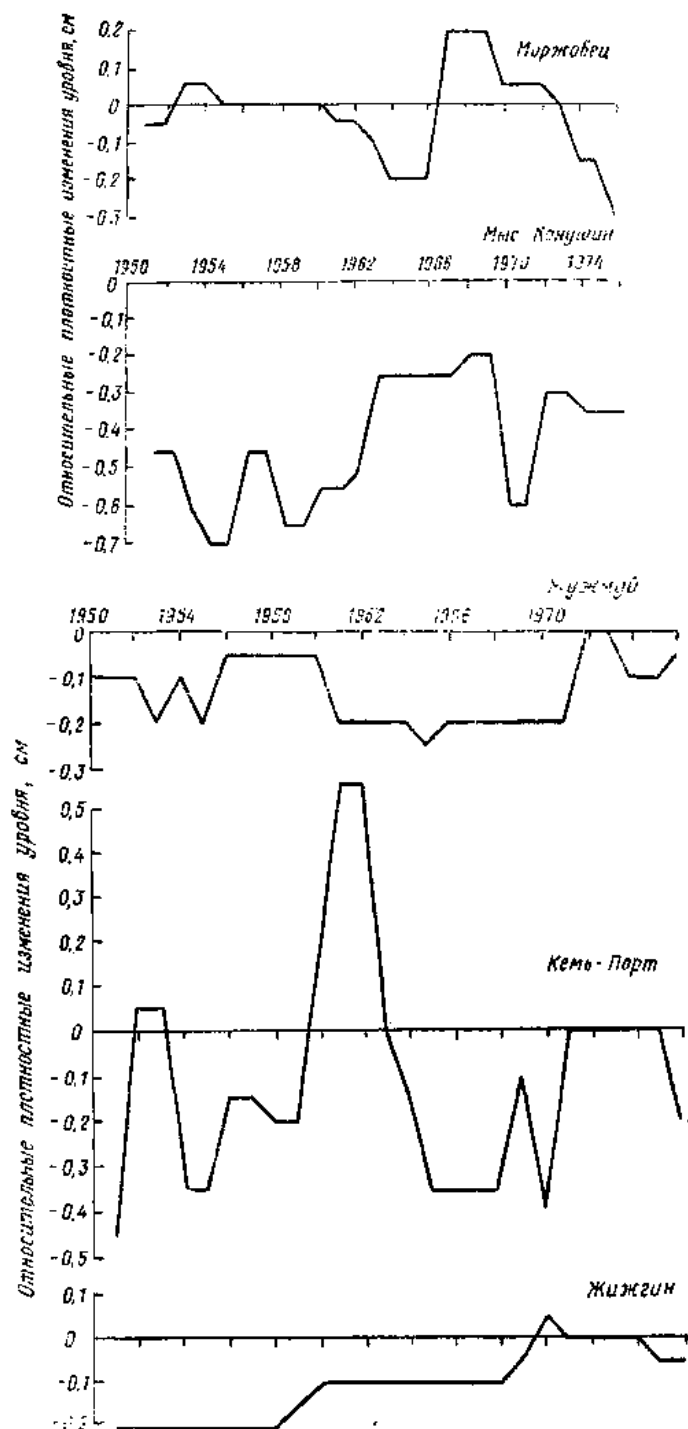


Рис. 5.3. Стерические изменения среднего годового уровня моря, см.

вень. Его положение нельзя получить путем интерполяции на все море значений для береговых станций. Для этого можно использовать гидродинамические модели [121]. На рис. 5.4 показано среднее многолетнее положение поверхности Белого моря, рассчитанное по модели [46]. Видно, что в центральной части Воронки отмечается прогиб уровня до -6 см, а в районе Кошек, наоборот, повышение до 4 см. В Бассейне средний уровень приобретает чащеобразную форму с минимальными значениями в центре (-10 см).

Колебания среднего уровня Белого моря подвержены влиянию материкового стока, составляющему в годовом исчислении около 5% объема вод всего моря. Материковый сток может быть с достаточной точностью охарактеризован стоком рек Северной Двины и Онеги, который в сумме составляет около 65% всего поступления в Белое море речных вод. На станциях, не расположенных непосредственно в устьевых областях указанных рек, не отмечается отчетливой связи между этими характеристиками (рис. 5.5). Корреляционный анализ показывает, что влияние стока рек на межгодовую изменчивость уровня выше для станций, расположенных в Бассейне и устьевой части Онежского залива, чем для станций Горла и Воронки. В первом районе речной сток объясняет до 9% дисперсии колебаний уровня, а во втором — до 4% .

Современные вертикальные движения берегов.

Определение скоростей современных вертикальных движений земной коры по данным многолетних наблюдений за уровнем моря предполагает использование гипотезы однонаправленности тектонических движений в течение периода наблюдений. Как видно из представленной ранее стохастической модели среднего годового уровня на ст. Кемь-Порт такое предположение справедливо не всегда. Кроме этого сам линейный тренд в ходе уровня моря мал и на фоне гидрометеорологических и приливных воздействий может быть определен с большими погрешностями. Поэтому обычно в качестве исходных данных для оценки скоростей вертикальных движений берегов используются сглаженные по пятилетиям значения среднего годового уровня [110]. Однако нами было установлено, что более эффективным является «двойное» сглаживание скользящими медианами. Вместе с этим повышению точности определения тренда способствует учет в уравнениях регрессии хода других влияющих на средний уровень моря факторов: плотности воды, атмосферного давления, стока рек (табл. 5.1).

Таблица 5.1

Скорость вертикальных движений земной коры в пунктах Белого моря

Пункт	Период наблюдений	Скорость, мм/год	Пункт	Период наблюдений	Скорость, мм/год
Кандалакша	1948—1980	0,80	Мудьюг	1937—1980	$-0,23$
Умба	1934—1980	3,14	Пертомпик	1959—1980	4,07
Кашкаранды	1954—1980	$-0,34$	Жижгин	1939—1980	2,06
Чаванга	1952—1980	0,38	Соловки	1924—1980	1,05
Сосновец	1936—1980	0,59	Разаволок	1921—1980	1,38
Шойна	1956—1975 *	0,51	Кемь-Порт	1921—1980	1,70
Мыс Ковушны	1949—1980 *	0,19	Гридино	1917—1980	5,05
Абрамовский маяк	1950—1965 *	1,39	Ковда	1947—1980	4,93
Инды	1948—1980 *	0,01			

* Оценивание вертикальных движений производилось по средним за месяц уровням, для которого имеются наблюдения в течение указанного периода.

Из табл. 5.1 следует, что Терский берег от ст. Кашкаранцы до ст. Сосновец опускается со средней скоростью 0,5 мм/год. Наоборот, Летний, Онежский, Поморский и Карельский берега повышаются.

5.3. Сезонные колебания уровня моря

Сезонные колебания уровня Белого моря обуславливаются в основном теми же факторами, что и

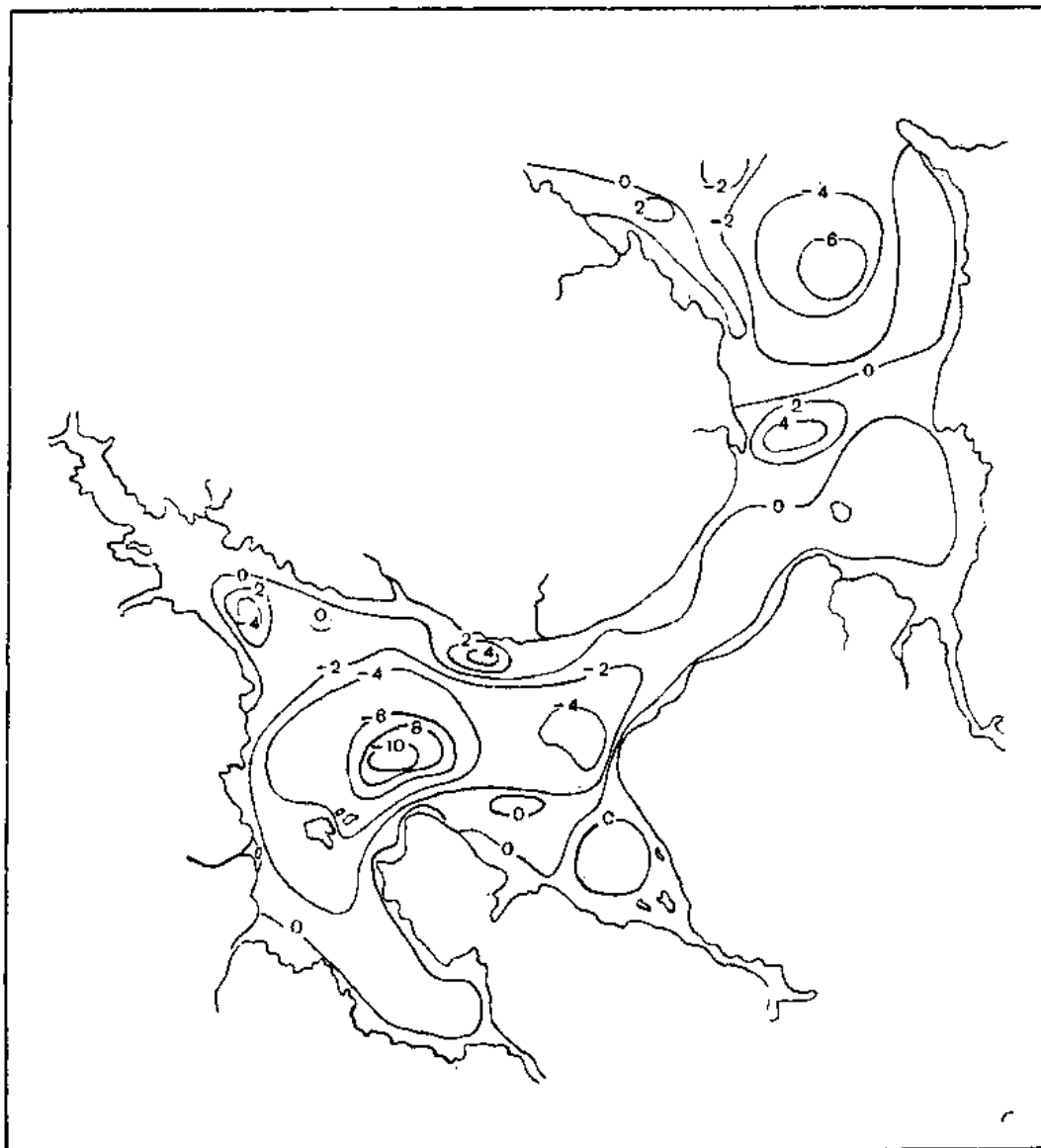


Рис. 5.4. Среднее многолетнее положение поверхности Белого моря в безледный период, см.

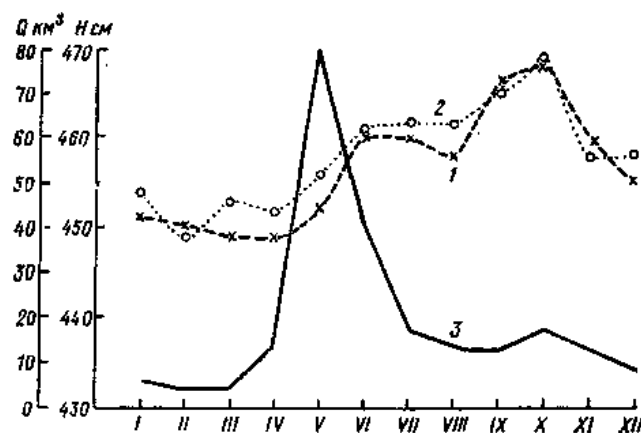


Рис. 5.5. Колебания среднего годового уровня моря на станциях Сосновец (1), Кемь-Порт (2) и пресноводного стока в Белом море (3).

Максимальная скорость роста отмечается в районе ст. Гридино (около 5 мм/год).

многолетние колебания: атмосферными воздействиями, речным стоком, изменениями плотности воды.

Статистические характеристики сезонных колебаний уровня моря. Сезонные изменения уровня Белого моря имеют значительную изменчивость от района к району. В Канда拉克шском заливе и Бассейне они составляют в среднем 15 см, в Горле — 19 см, Онежском заливе — 18 см, а в вершинах Двинского и Онежского заливов до 34 см. Минимальных значений средний месячный уровень Белого моря достигает, как правило, в феврале, а максимальных — в октябре.

Спектральная структура сезонных изменений уровня моря довольно сложна (рис. 5.6). Здесь выделяются энергонесущие колебания с периодами 1 год, 6 и 3 мес. Преобладающая годовая гармоника наибольшую относительно других спектральных составляющих амплитуду имеет в Горле, Канда拉克шском заливе и Бассейне. Роль 6- и 3-месячных колебаний повышается в районах, где существен-

ным становится речной сток: вершинах Двинского и Онежского заливов.

На это же указывают вероятностные модели, построенные для среднего месячного уровня Белого моря. В этих моделях для Горла, Бассейна, Кандалакшского и Онежского заливов существенной является только годовая гармоника с амплитудой от 11 до 7 см. Например, для станций Сосновец и Кемь-Порт модели среднего месячного уровня имеют вид:

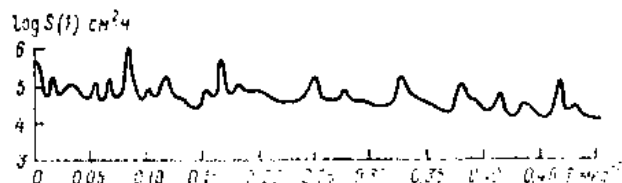


Рис. 5.6. Функция спектральной плотности сезонных колебаний уровня Белого моря.

Сосновец

$$\xi(t) = 492 + 11 \cos(\pi t/6 - 107) + 0,11\xi(t-1) - 0,04\xi(t-2) + 0,11\xi(t-3) - 0,24\xi(t-4) + 0,21\xi(t-1) + \xi(t);$$

Кемь-Порт

$$\xi(t) = 338 + 8 \cos(\pi t/6 - 275) + 0,27\xi(t-1) - 0,1325\xi(t) + \xi(t).$$

Наблюдаемые и синтезированные этими моделями ряды приведены на рис. 5.7. В то же время у устьевых участков рек Северной Двины и Онеги

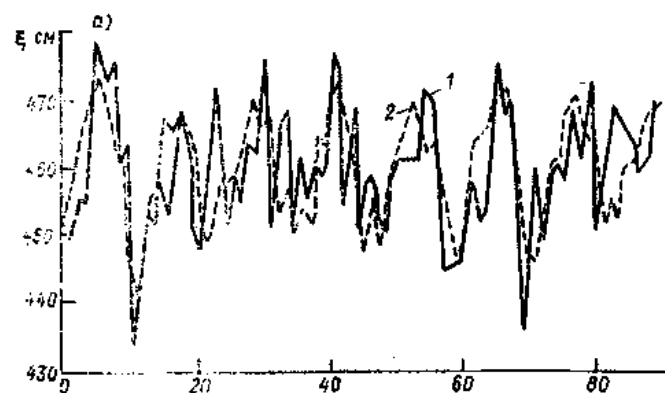


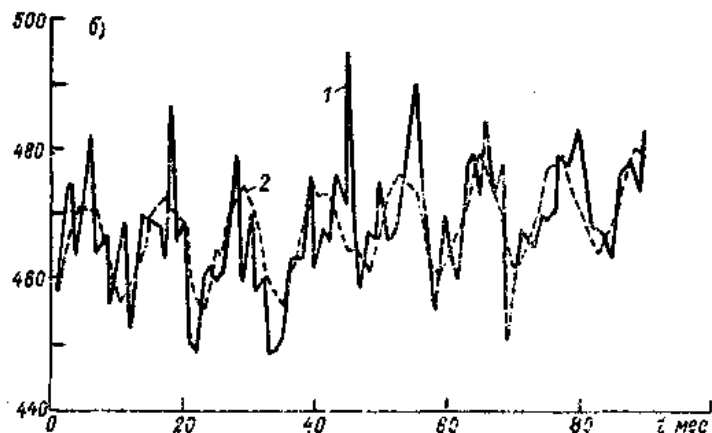
Рис. 5.7. Наблюдаемые (1) и восстановленные (2) вероятностными моделями колебания среднего месячного уровня моря на станциях Сосновец (а) и Кемь-Порт (б).

вероятностные модели среднего месячного уровня содержат уже 6 и 3-месячные гармоники с амплитудами от 10 до 3 см. Появление этих составляющих обусловлено влиянием на средний месячный уровень моря весенних и осенних речных паводков.

Реакция среднего месячного уровня моря на атмосферные воздействия. Для анализа влияния атмосферного давления и ветра на средний уровень Белого моря были использованы средние месячные значения уровня и атмосферного давления на отдельных станциях. Поскольку наблюдения за ветром в открытом море весьма малочисленны, то учет ветра осуществлялся через градиенты атмосферного давления, которые ориентированы так, чтобы наи-

лучшим образом характеризовать сгонные и нагонные ветры. Для этой цели использовались разности средних месячных значений атмосферного давления по направлениям Кемь-Порт — Канин Нос (Δp_1) и Архангельск — Кандалакша (Δp_2).

Для изучения связи колебаний среднего уровня моря с вынуждающими силами использовался метод шаговой регрессии [41]. С целью стационаризации и повышения точности оценок коэффициентов в уравнениях регрессии зависимая и независимая переменные центрировались и нормировались на среднее квадратическое отклонение. Исходные временные ряды формировались для каждого месяца года за весь период наблюдений. Исследование выполнялось для двух станций, освещающих различные по физико-географическим условиям районы моря и имеющих наиболее достоверные и продолжительные наблюдения за уровнем моря и атмосферным давлением: Кемь-Порт и Сосновец (табл. 5.2). Анализ полученных уравнений показал, что для ст. Кемь-Порт основным фактором, влияющим на изменение среднего уровня является атмосферное давление. Вторым по значимости фактором является градиент атмосферного давления между Кандалакшей и Архангельском, который отражает влияние северо-восточных и юго-восточных ветров на уровень моря. Коэффициент регрессии при этом члене для всех месяцев года положительный. Это означает, что с ростом градиента давления уровень повышается, а с понижением градиента давления понижается, что хорошо соответствует физическим соображениям о механизме формирования повышений и понижений уровня в Онежском заливе. Северо-восточные ветры, которым соответствует рост Δp_2 , являются нагонными для Онежского залива.



а юго-западные, для которых характерно уменьшение Δp_2 , сгонными. Зимой и весной влияние этих ветров на уровень Онежского залива наибольшее. В течение летнего периода, когда количество нагонных и сгонных ситуаций уменьшается, роль градиента Δp_2 уменьшается и становится практически незначимой. Что касается градиента атмосферного давления между станциями Канин Нос и Кемь-Порт, то его росту соответствуют юго-восточные ветры, а падению — северо-западные. При северо-западных ветрах в Белом море формируются нагоны, вызванные как распространением из Баренцева моря длинной волны, так и местными эффектами. С другой стороны, юго-восточные ветры об-

Уравнения регрессии для многолетних колебаний уровня моря

Месяц	Уравнения регрессии	R	DW
Кемь-Порт			
1. Январь	$y(t) = 0,0006 - 0,5166p + 0,4303 \Delta p_2 - 0,2876t - 0,2558 \Delta p_1 + 0,1713y(t-1)$ $\pm 0,0743 \pm 0,0754 \pm 0,0756 \pm 0,0760 \pm 0,0765$	0,8506	2,5076
2. Май	$y(t) = 0,0012 + 0,4061y(t-1) - 0,3912p + 0,3771 \Delta p_2 - 0,3562t - 0,0028 \Delta p_1$ $\pm 0,0929 \pm 0,0852 \pm 0,0871 \pm 0,0960 \pm 0,0820$	0,8015	1,1013
3. Август	$y(t) = 0,0010 + 0,5011y(t-1) - 0,3516p + 0,2719 \Delta p_2 - 0,1351 \Delta p_1 - 0,1123t$ $\pm 0,1134 \pm 0,0944 \pm 0,0952 \pm 0,0924 \pm 0,1155$	0,7518	1,7849
4. Октябрь	$y(t) = 0,0009 - 0,5596p - 0,4694 \Delta p_1 + 0,4214 \Delta p_2 - 0,3607t + 0,1290y(t-1)$ $\pm 0,0880 \pm 0,0892 \pm 0,0853 \pm 0,0900 \pm 0,0868$	0,7941	2,1183
Сосновец			
1. Январь	$y(t) = 0,0005 - 0,5890p + 0,2950 \Delta p_2 + 0,2341y(t-1) - 0,2730 \Delta p_1 - 0,2023t$ $\pm 0,0832 \pm 0,0870 \pm 0,0833 \pm 0,0889 \pm 0,0814$	0,8684	2,2211
2. Май	$y(t) = 0,0006 + 0,3789y(t-1) - 0,3611p - 0,2959 \Delta p_1 - 0,1033t + 0,0816 \Delta p_2$ $\pm 0,1158 \pm 0,1120 \pm 0,1128 \pm 0,1143 \pm 0,1122$	0,7420	1,1008
3. Август	$y(t) = 0,0005 + 0,5054y(t-1) - 0,4176p - 0,1866 \Delta p_1 + 0,2067 \Delta p_2 - 0,1454t$ $\pm 0,0927 \pm 0,0946 \pm 0,0915 \pm 0,1049 \pm 0,1004$	0,8302	1,7790
4. Октябрь	$y(t) = 0,0008 - 0,6756p - 0,3668 \Delta p_1 + 0,3650 \Delta p_2 + 0,1558y(t-1) - 0,1425t$ $\pm 0,1027 \pm 0,1117 \pm 0,1116 \pm 0,1038 \pm 0,1036$	0,7734	2,2900

Примечание. R — коэффициент множественной корреляции; DW — статистика Дарбина—Ватсона; t — время; p — атмосферное давление; Δp_1 — разность атмосферного давления на ст. Канин Нос и Кемь-Порт; Δp_2 — разность атмосферного давления на ст. Кандалакша и Мудьюг.

условливают падение уровня. Такая зависимость уровня Онежского залива от Δp_1 находит свое отражение и в отрицательном знаке при Δp_1 во всех уравнениях регрессии. Несмотря на то, что роль этого фактора (Δp_1) зимой, весной и летом практически незначительна, в осенний период его влияние заметно повышается в связи с интенсификацией над Белым морем северо-западного переноса.

Отмеченные особенности реакции уровня на атмосферные воздействия сохраняются и для ст. Сосновец. Как и прежде основным фактором, влияющим на изменение среднего уровня, является атмосферное давление. Однако в отличие от ст. Кемь-Порт вторым по значимости влияющим фактором является градиент атмосферного давления Δp_1 . Это свидетельствует о том, что ветровая составляющая в колебаниях уровня моря на ст. Сосновец формируется в основном под действием северо-западных и юго-восточных ветров. Такая тенденция нарушается только в зимне-весенний период, когда в связи с преобладанием юго-западного переноса повышается роль Δp_2 . Приведенный анализ позволяет сделать вывод о том, что выбранные градиенты атмосферного давления отражают общие закономерности формирования средних месячных уровней в Белом море под действием ветра. Роль градиента Δp_1 наиболее хорошо выражена в осенне-зимний период, когда увеличивается повторяемость ветров с северо-западной составляющей; в зимне-весенний период повышается роль Δp_2 , что связано с преобладанием юго-западных ветров.

Оценка вклада атмосферных воздействий на колебания среднего уровня Белого моря показывает, что статическая реакция уровня на изменения атмосферного давления объясняет от 10 до 50% общей дисперсии, а ветровая составляющая до 30%.

Как правило, для всех месяцев года влияние статического фактора превышает влияние динамического фактора.

Плотностные изменения среднего месячного уровня моря и влияние стока рек. Анализ регрессионных уравнений (см. табл. 5.2) показывает, что вклад изменений плотности воды в сезонные колебания уровня моря непостоянен во времени и пространстве. Зимой, когда воды моря однородны по плотности, он является минимальным. Однако в Онежском заливе начиная с апреля этот вклад постоянно увеличивается, достигая максимальных значений в мае—июне, когда происходит наибольшее распреснение вод моря под действием стока рек и таяния льдов. Затем он уменьшается, а в октябре—ноябре снова незначительно увеличивается, что можно объяснить осенним речным паводком.

В Горле влияние изменений плотности воды на сезонный ход уровня моря меньше, чем в Онежском заливе. Наиболее оно значительно в июне, а в остальные месяцы незначительно.

Для районов моря, удаленных от крупных рек, вклад плотностных изменений в общую дисперсию сезонных колебаний уровня не превышает 12%.

Влияние пресного стока на средний месячный уровень моря, вдали от устьев рек, также незначительно. В лучшем случае этот фактор объясняет до 11% дисперсии колебаний уровня в Горле и 24% — в Онежском заливе. Необходимо отметить, что в тех случаях, когда в уравнениях регрессии речной сток значим, он входит в них с положительным знаком для ст. Кемь-Порт и с отрицательным — для ст. Сосновец. В первом случае имеется соответствие между статистическим выводом и физической природой явления: увеличение расхода рек приводит к росту уровня моря. Несоответствие этому выводу на

ст. Сосновец, вероятно, можно объяснить несовпадением фаз годового хода среднего уровня и речного стока (рис. 5.8). Действительно, максимум среднего уровня отмечается в зимние месяцы, тогда как максимум речного стока приходится на весну — лето.

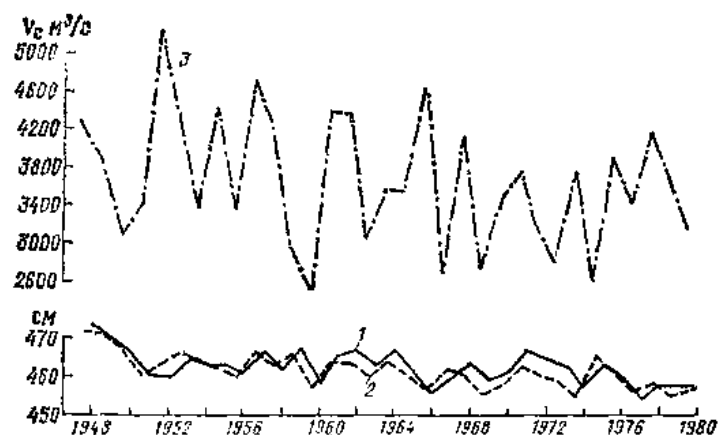


Рис. 5.8. Годовой ход средних многолетних значений среднего месячного уровня моря на станциях Сосновец (1), Кемь-Порт (2) и пресноводного стока в Белое море (3).

5.4. Краткопериодные колебания уровня моря

Сгонно-нагонные колебания. Причиной сгонно-нагонных колебаний являются перемещающиеся над Белым и Баренцевым морями циклоны и антициклоны. Сочетание приливов со сгонно-нагонными явлениями формирует экстремальные уровни Белого моря.

Статистические характеристики ежечасных значений непериодических составляющих уровня моря свидетельствуют о том, что практически во всех пунктах распределение ординат непериодических колебаний имеет положительные асимметрию и эксцессы, т. е. отличается от нормального распределения и что по абсолютному значению отклонение максимума от среднего уровня моря обычно значительно больше отклонения минимума, т. е. нагоны превышают сгоны. В обычных условиях (отсутствие сильных штормов) непериодическая составляющая невелика.

Непериодические уровенные колебания в рассматриваемом диапазоне частот возникают в основном под действием ветра и приземного атмосферного давления. Оценить влияние этих сил можно, представив непериодическую составляющую уровня моря $\xi(t)$ как процесс на выходе линейной динамической системы с постоянными параметрами и с двумя процессами на входе, один из которых — проекция скорости ветра на его эффективное сгонно-нагонное направление (при котором происходят максимальные непериодические колебания уровня моря) — $v(t)$, а другой — приземное атмосферное давление. Указанная методика, подробно изложенная в работе [12], успешно применялась для исследования механизма формирования непериодических колебаний уровня моря. Достоинством ее является сохранение частотной структуры сигналов и возможность оценки связи изменений уровня моря с коррелированными внешними факторами (ветром и атмосферным давлением) при исключении влияния на уровень любого из них. В настоящей работе использованы ряды наблюдений за уровнем и ме-

теорологических факторами за май — ноябрь 1966 г. Приливная составляющая исключалась фильтром Дудсона, а долгопериодные составляющие — средним месячным (720 ч) скользящим осреднением (для уровня) и фильтром Тьюки для метеорологических рядов.

Автокорреляционные функции непериодических колебаний уровня за рассматриваемый период указывают на наличие колебаний с периодом 4—5 сут (рис. 5.9), однако на энергетических спектрах соответствующий максимум выражен слабо, зато хорошо прослеживается максимум на частоте $1/210$ цикл./ч (около 8—9 сут). По функциям множественной и частной когерентности видно (рис. 5.10), что в диапазоне частот $f=1/105 \dots 1/210$ цикл./ч для всех рассмотренных пунктов наблюдается тесная связь между метеорологическими элементами и уровнем. Например, для п. Кемь-Порт при $f=1/105$ цикл./ч значение функции множественной когерентности составляет 0,83, а функции частной когерентности соответственно равны 0,77 и 0,70. В целом такое согласие подтверждает вывод о генерации штормовых нагонов в Белом море циклонами. Последние перемещаются над Белым или Баренцевым морями преимущественно с запада на восток с периодичностью 4—6 сут. Тесная линейная связь непериодических колебаний уровня с эффективной составляющей ветра и атмосферным давлением обусловила согласие «наблюденных» и «восстановленных» спектров в указанном диапазоне частот (рис. 5.10). Обнаружено, что для п. Кемь-Порт эффективным направлением является 0° , для Онеги — 315° , для Архангельска и Мудьюга — 335° .

В пунктах Архангельск и Онега основной пик спектральной плотности уровня наблюдается на частотах, соответствующих периодам 17—20 сут. С другой стороны, для этих периодов значения функций множественной и частной когерентности малы. В указанных пунктах уровень моря сильно зависит от стока рек. Влиянием речного стока, по-видимому, можно объяснить смещение в область более низких частот спектральных максимумов колебаний уровня в устьях Северной Двины и Онеги.

Почти для всех пунктов в низкочастотной области (9—30 сут) колебания уровня и атмосферного давления находятся в противофазе (120 — 170°), что свидетельствует о доминирующей роли эффекта «обратного барометра». Это согласуется с выводами различных авторов по другим морям о том, что статистическая реакция характерна для диапазона периодов от нескольких десятков до нескольких сотен часов. На более высоких частотах (периоды 3—6 сут) сдвиг фаз незначителен (от 0° в п. Кемь-Порт до 57 — 60° в пунктах Архангельск и Онега), что указывает на возрастание динамических факторов на этих частотах.

Роль того или иного фактора в генерации штормовых нагонов зависит от типа циклона. В синоптической метеорологии наиболее распространена типизация циклонов по траекториям их движения; в работе [112] она дана применительно к задачам изучения баренцевоморских и беломорских штормовых нагонов. Исходя из анализа движения циклонов за период с 1902 по 1965 г., перемещающиеся циклоны были разделены на «ныряющие», западные, южные и аномально смещающиеся (рис. 5.11). В работе [54] показано, что при западных цикло-

Рис. 5.9. Автокорреляционные функции (а) и спектры (б, в) уровня, ветра и атмосферного давления на ст. Кемь-Порт.

1, 2 — автокорреляционные функции непериодических колебаний уровня и составляющей ветра на эффективное направление; 3 — «наблюдаемый» спектр уровня (верхняя и нижняя границы $1,4 S(f)$ и $0,72 S(f)$); 4 — «восстановленный»; 5, 6 — спектры атмосферного давления и составляющей ветра на эффективное направление.

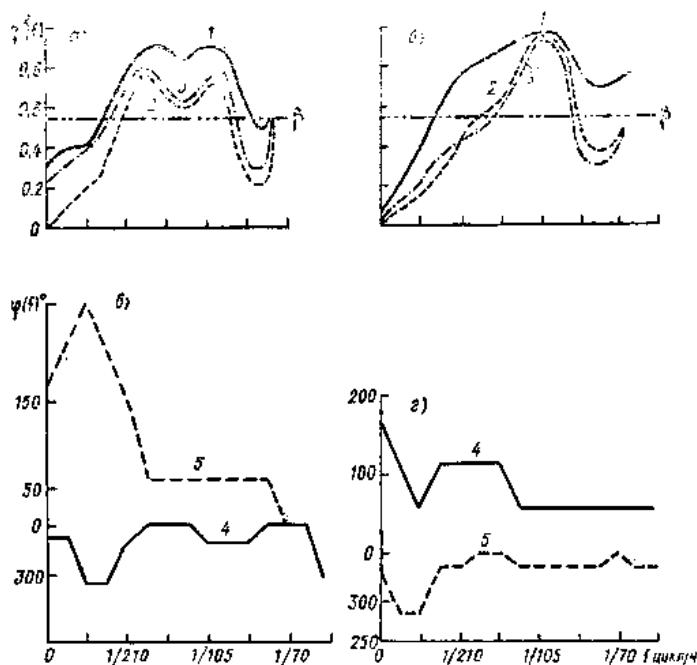
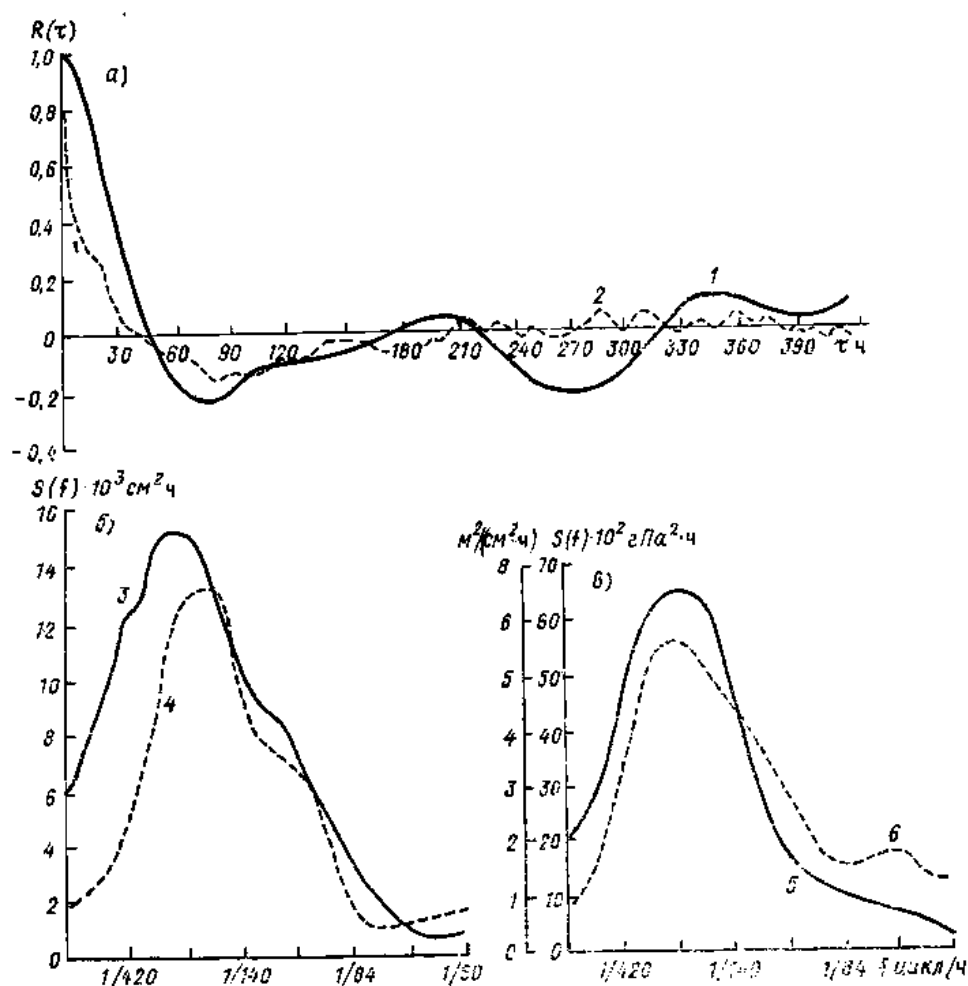


Рис. 5.10. Связь непериодических колебаний уровня с вынуждающими силами на станциях Кемь-Порт (а, б) и Архангельск (в, г).

1 — множественная когерентность; 2 — частная когерентность системы атмосферное давление — уровень моря; 3 — частная когерентность системы эффективная составляющая ветра — уровень моря; 4, 5 — оценки сдвига фаз систем атмосферное давление — уровень и эффективная составляющая ветер — уровень.

нах в зависимости от того, проходит ли его центр над Баренцевым или Белым морем (или южнее последнего) механизм формирования ими штормовых нагонов имеет существенные различия. Поэтому циклоны, отнесенные в работе [112] к западным, в работе [54] разделены на «западные по

Примером типичного для «ныряющих» циклонов может служить нагон от 2 ноября 1963 г. Вызвавший его циклон смещался со скоростью 40—50 км/ч к юго-востоку вдоль высотной фронтальной зоны и к моменту начала подъема уровня в Архангельске находился над Баренцевым морем (рис. 5.12).

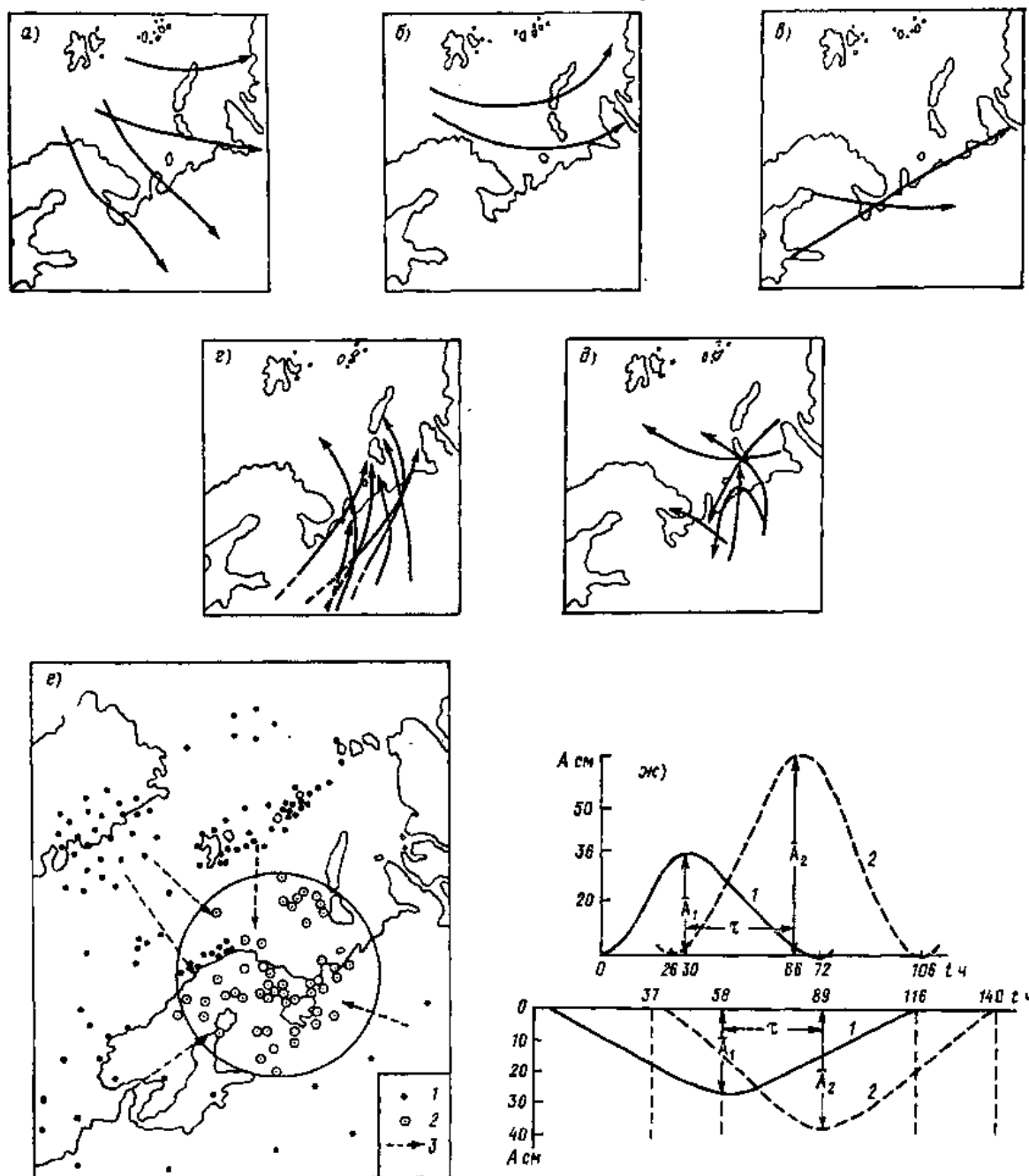


Рис. 5.11. Типичные траектории циклонов.

а — ныряющих; б — западных над Баренцевым морем; в — западных над Белым морем; г — южных; д — аномально смещающихся; е — положение центров антициклонов; 1 — в момент начала сгона, 2 — в момент максимального разливта сгона; ж — траектории перемещения антициклонов; ж — кривые колебаний уровня во времени при типичных штормовых нагонах и сгонах: 1 — в Баренцевом море, 2 — в Белом море, A_1 , A_2 — величины нагонов и сгонов, τ — сдвиг во времени между сформировавшимися баренцевоморскими и беломорскими нагонами и сгонами.

Баренцеву» и «западные по Белому морю» циклоны.

Повторяемость циклонов типа «ныряющих» и западных составляет около 88 %. Таким образом, нагоны в Белом море в основном обусловлены выходом глубоких циклонов первых двух типов, что связано с циклогенезом на арктическом (циклоны типа «ныряющих») и полярном (циклоны типа западных) климатических фронтах.

Давление в центре циклона составляло около 990 гПа. Падение приземного атмосферного давления составляло 6,5 гПа/3 ч, а рост 4,7 гПа/3 ч. В Баренцевом море возникла длинная волна, которая, распространяясь с северо-запада на юго-восток и далее в Белом море, достигла своей подошвы Сосновца примерно в 0 ч 1 ноября, Архангельска — в 9 ч 1 ноября, а гребнем соответственно в 11 ч и в 18 ч 2 ноября.

В момент максимума нагона в Архангельске, центр циклона находился северо-восточнее г. Кипрова.

Распространяясь через Воронку, Горло и Бассейн в заливы Белого моря, эта длинная волна, взаимодействуя с берегами, дном и приливами, де-

Таким образом, для большинства нагонов в Белом море схема их формирования такова.

Перемещающиеся западные циклоны с центром над Баренцевым морем и «ныряющие» циклоны генерируют в Баренцевом море длинную волну, скорость распространения которой значительно пре-

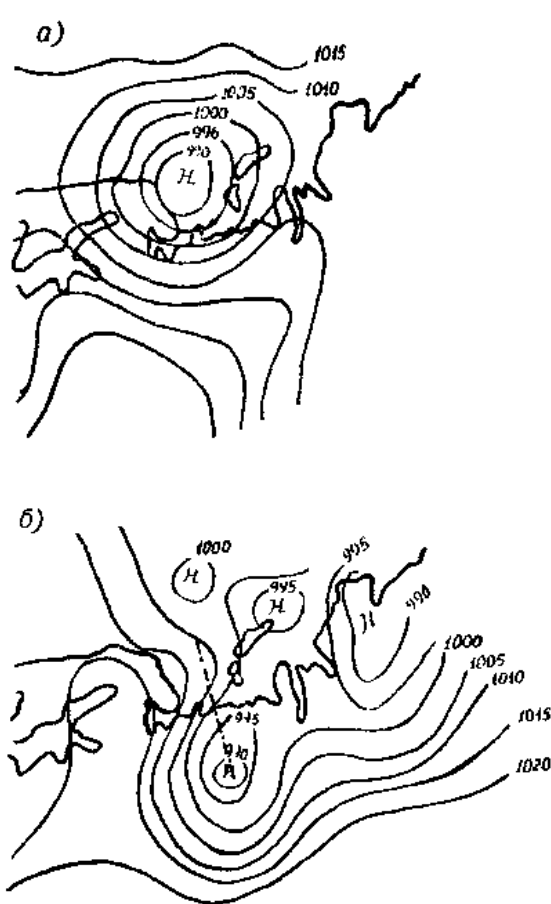
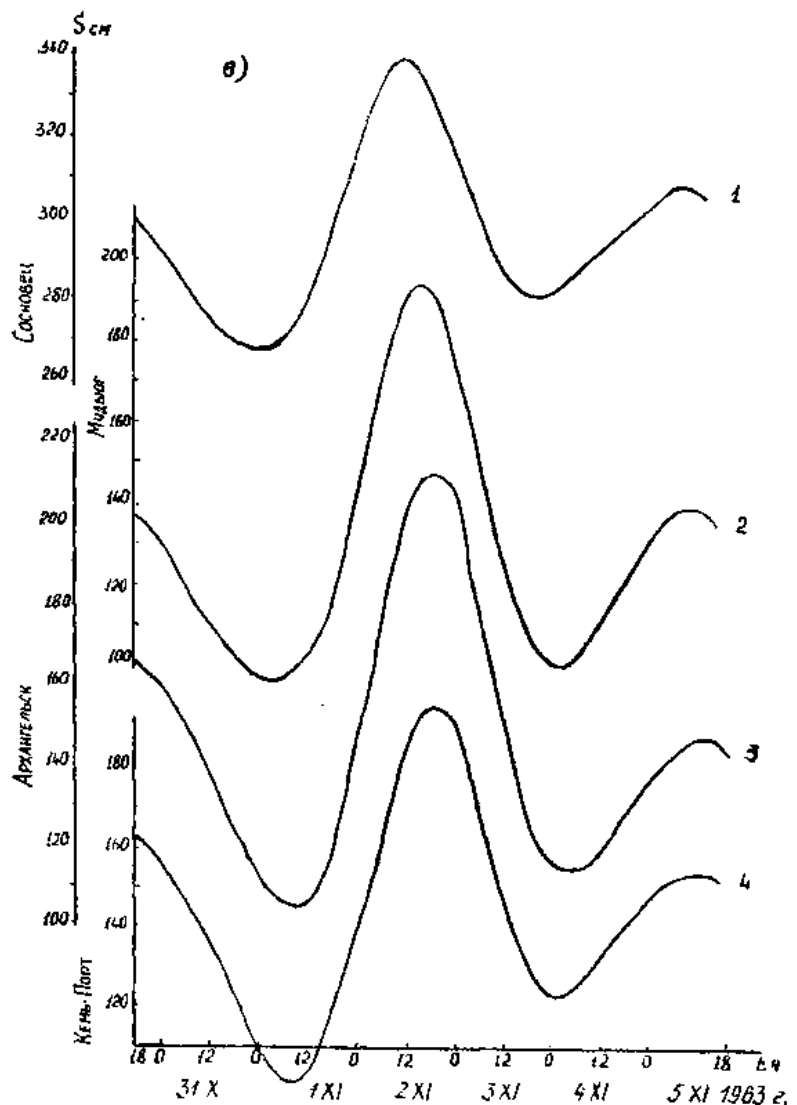


Рис. 5.12. Барическая ситуация в момент начала (а), пика (б) нагона в Архангельске и ход непериодических составляющих уровня (в) 1—2 ноября 1963 г. на станциях Сосновец (1), Мудьюг (2), Архангельск (3), Кемь-Порт (4).

Уровни даны в сантиметрах от нуля псов.



формируется, становясь круче. Так, при периоде в п. Сосновец 68 ч и величине 69 см, в п. Архангельск эти характеристики составят 65 ч и 100 см, а в п. Кемь-Порт — 62 ч и 92 см. Экспериментами на гидродинамической модели выявлена деформация трехсуточной нагонной волны при ее распространении по Белому морю. На участок распространения волны до Горла приходится около 35 % всей деформации, в самом Горле — около 55 %, в Бассейне деформированная волна распространяется почти без изменений, последующие деформации происходят в Кандалакшском, Онежском и Двинском заливах.

Один из самых значительных нагонов в Белом море, наблюдавшийся 22—23 октября 1965 г., был также вызван «ныряющим» циклоном. При этом у п. Мудьюг максимум нагона более чем на 50 % достигнут за счет нагонной волны из Баренцева моря и на 35 % за счет локальных ветров [54].

При западных циклонах «по Баренцеву морю» штормовой нагон в Белом море развивается аналогично нагонам при «ныряющих» циклонах.

вышает скорость перемещения барических депрессий, поскольку при существующих глубинах в западной части Баренцева моря длинные волны имеют скорость около 150 км/ч, тогда как скорость перемещения циклонов над Баренцевым морем, в среднем равно 34 км/ч. Эта свободная нагонная волна распространяется из Баренцева в Белое море в виде волны Кельвина, претерпевая существенные деформации при взаимодействии с приливом, рельефом дна и берегами. К моменту достижения гребня нагонной волны вершин заливов, исключая Мезенский, центр барической депрессии успевает переместиться на восток и юго-восток в зону, расположенную восточнее Баренцева и Белого морей, ограниченную примерно 45 и 65° в. д.

Таким образом, к моменту формирования максимальных уровней Белое море оказывается в тыловой части циклона в зоне экстремальных ветров северо-западных направлений. Эти ветры в южных районах моря вызывают повышение уровня, которое, накладываясь на индуцированный баренцево-морской нагон, приводит к возникновению максим-

мальных суммарных неперидических уровней в Онежском, Двинском и иногда Мезенском заливах. Влияние градиентов приземного атмосферного давления при данных циклонах незначительно. Следует заметить, что в отличие от «ныряющих» западные циклоны, перемещающиеся с центром

рядка 10 °С) и смещался на северо-восток со скоростью 25—30 км/ч. При этом углублялась и вытягивалась к северо-востоку ложбина циклона, у точки окклюзии которой около 21 ч 10 декабря оформился частный циклон в районе Онежского залива. Основной циклон примерно в 3 ч 11 декабря за-

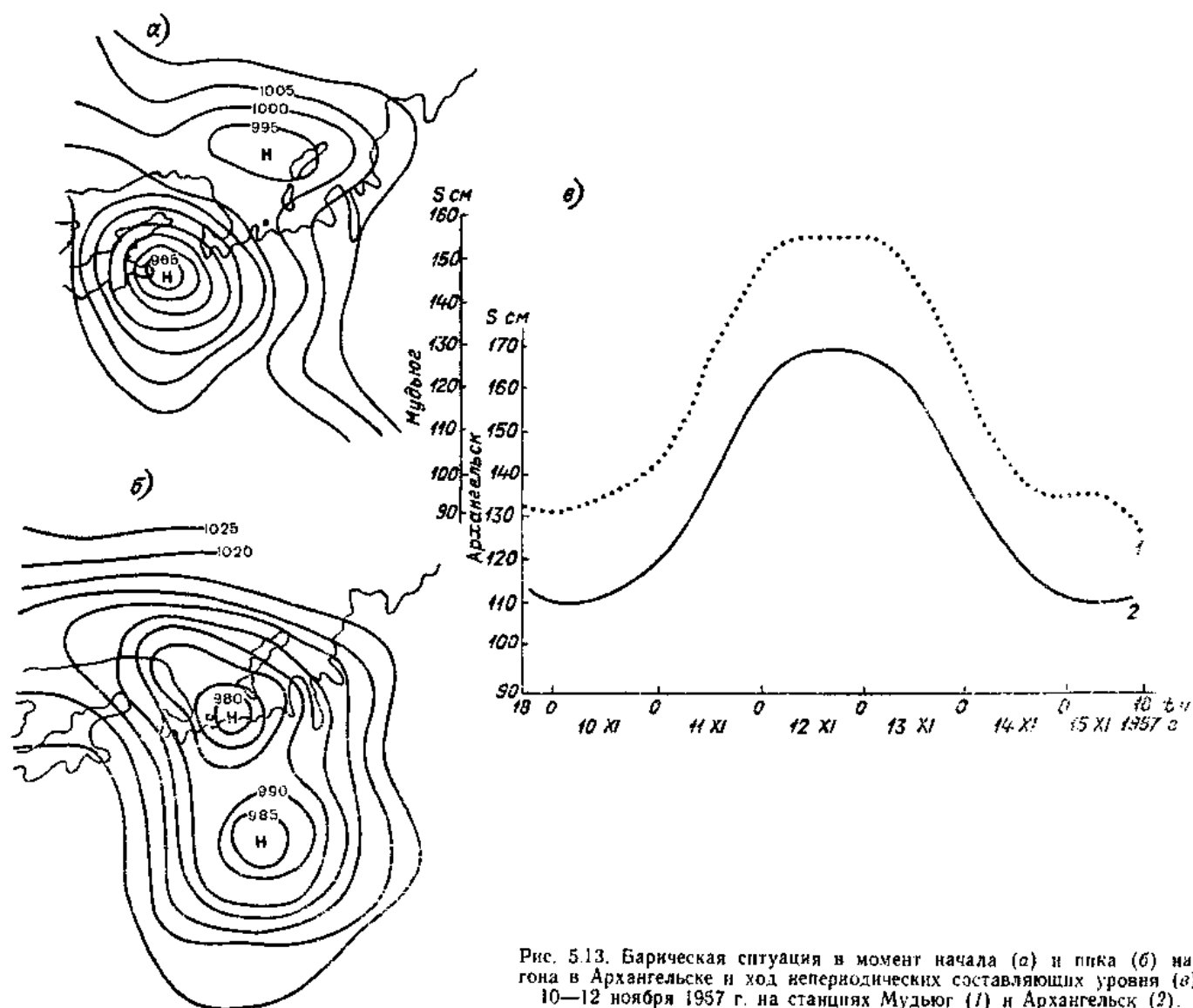


Рис. 5.13. Барическая ситуация в момент начала (а) и пика (б) нагона в Архангельске и ход неперидических составляющих уровня (в) 10—12 ноября 1957 г. на станциях Мудьюг (1) и Архангельск (2).

над Баренцевым морем, формируют более ярко выраженный преднагонный сгон, который вызывается чаще всего сгонными ветрами.

Когда центр движущегося с запада на восток или с юго-запада на северо-восток циклона проходит над Белым морем, то в нагонных повышениях возрастает роль ветровой составляющей. Ветер движущегося с запада циклона, вначале вызывает сгон, а при дальнейшем перемещении на восток или северо-восток — нагон в южных районах моря и, наоборот, вначале нагон, а потом сгон — в северных районах.

Примером штормового нагона, вызванного циклоном, движущимся с центром над Белым морем, может служить нагон 10—12 декабря 1957 г. Глубокий циклон с давлением в центре 963 гПа в 3 ч 10 декабря 1957 г. был расположен в районе Ленинграда (рис. 5.13). По площади он занимал большую часть Европейской территории Союза (ЕТС), отличался резкими контрастами температур (по-

полнился, а частный, став основным, стал смещаться к северо-востоку. К 15 ч 11 декабря Белое море находилось в тылу этой системы, в котором западные ветры силой 15—20, местами до 25 м/с вызвали нагон в южных районах Белого моря. Как обычно при циклонах данного типа, повышения уровней в Онежском заливе наблюдались раньше, чем в Двинском. Так, если пик нагона по п. Онега отмечался в 1 ч 12 декабря, то в Архангельске (Соломбала) — в 10 ч 12 декабря (рис. 5.13 в). В момент максимума нагона в Архангельске центр циклона находился севернее Нарьян-Мара (рис. 5.13 б).

Случаев нагона, связанных с выходом южных циклонов, по сравнению с западными или ныряющими циклонами отмечается мало. Обычно циклоны этого типа с центральных районов европейской части СССР, углубляясь, смещаются к северу, проходя Белое море восточнее или юго-восточнее.

При этом Белое море, оказываясь на западной или северо-западной периферии циклона, подвергается влиянию северных и северо-западных ветров, которые вызывают не очень большие нагоны в южных районах Белого моря и незначительные сгоны в северных. Нагоны здесь возникают главным образом под действием ветра, а атмосферное давление влияет только в 10 %. В момент максимума нагона в п. Мудьюг центр циклона располагается восточнее Белого моря в зоне, ограниченной 62 и 60° с. ш. и 45 и 55° в. д.

Траектории аномально смещающихся циклонов весьма разнообразны. При этих циклонах преобладают ветры северных направлений, вызывающие нагоны в южных районах моря, не достигающие максимальных значений, и сгоны — в северных. Вклад градиентов атмосферного давления сильно колеблется, но обычно незначителен.

В целом сгоны в Белом море формируются чаще всего под влиянием смещающихся над акваторией Белого и Баренцева морей антициклонов.

В работе [112], содержащей анализ перемещения антициклонов и колебаний уровня при сгонах, показано, что беломорские и баренцевоморские сгоны возникают при смещении антициклонов внутрь района, очерченного на рис. 5.11е кругом. Наиболее типичными являются смещения областей высокого давления с северо-запада и севера (78 %). Средние значения параметров антициклонов, вызывающих сгоны, характеризуются давлением в центре — 1030 гПа, скоростью перемещения примерно 21 км/ч, линейными размерами — 1600—1800 км. Таким образом, типичная сгонная ситуация возникает при выходе с северо-запада или севера на акваторию Баренцева моря среднего антициклона (по классификации А. А. Вительса).

По абсолютному значению сгоны меньше нагонов, но более продолжительны по времени. Только в Двинском заливе нагоны более продолжительны (табл. 5.3). Согласно работе [112], влияние атмосферного давления на величину сгона является определяющим.

Таблица 5.3

Средние и максимальные величины (h) и периоды (τ) сгонов (числитель) и нагонов (знаменатель) в различных районах Белого моря [54]

Место наблюдений	Средние значения		Максимальные значения	
	h см	τ ч	h см	τ ч
Осовоец	32,52	119,89	80/139	299/206
Кемь-Порт	35,61	115,83	92/157	277/176
Затоп				
Онежский	43,88	99,79	118/214	236/181
Двинский	35,76	79,81	101/196	172/183
Кандалакшский	27/46	109,79	72/107	252/196

Механизмы формирования сгонов и нагонов в Белом море имеют некоторые общие черты. На рис. 5.11ж схематически изображены типичные сгоны и нагоны в Баренцевом и Белом морях.

Между ними существует временной сдвиг, связанный с распространением длинной волны сначала с запада на восток в Баренцевом море и далее — из Баренцева в Белое. Корреляционная связь величин сгонов в Белом и Баренцевом морях по сравнению с величинами нагонов более низкая. Это

объясняется тем, что несмотря на общность причин, порождающих сгоны и нагоны, колебания уровня при сгонах сильнее зависят от локальных условий. О значительном влиянии локальных ветровых составляющих при сгонах говорит и тот факт, что сгоны часто наблюдаются и при прохождении циклонов западнее, а антициклонов — восточнее Белого моря, когда над ним господствуют ветры южных направлений. Эффективное направление ветра для сгонов в п. Онега равно 135°, в п. Кемь-Порт — 240°, в Архангельске и п. Мудьюг — 155°.

В Белом море наблюдается так называемый преднагонный сгон, т. е. сгон, предшествующий нагону. Сгоны этого рода образует подошва длинной вынужденной волны, расположенной большей частью своей поверхностью выше невозмущенного уровня моря, образующейся при прохождении над Белым и Баренцевым морями глубоких циклонов. В общепринятом понятии сгоны представляют собой понижения уровня, возникающие под действием барических и ветровых полей смещающихся антициклонов и иногда циклонов. И хотя эти понижения также являются подошвой длинной вынужденной волны, они не связаны общими причинами со штормовыми нагонами. По продолжительности преднагонные сгоны приблизительно в 2 раза короче самих нагонов, а падение уровня обычно не достигает критических значений [54].

Взаимодействие прилива и нагона. Приливное Белое море имеет обширные мелководные акватории и протяженные устья рек. Исследования [25] показывают, что в подобных районах происходит нелинейное взаимодействие между приливами и нагоном, которое может существенно влиять на поля суммарных и непериодических уровней и течений. В работе [25] показано, что пик нагона как в Двинском, так и в Онежском заливах редко приходится на полную воду и в основном тяготеет к фазам роста и падения прилива. С увеличением нагона эта тенденция усиливается. Отсюда следует, что в обоих заливах имеет место нелинейное взаимодействие между приливом и нагоном, которое усиливается с ростом нагона.

Различие в распределении максимума нагона по п. Мудьюг от распределения, полученного в работе [54], по-видимому, объясняется тем, что в работе [25] пик нагона определялся относительно фильтрованного прилива. Однако, как будет показано ниже, при штормовых нагонах из-за увеличения фазовой скорости приливной волны полные воды прилива наступают раньше предвычисленных. В связи с этим отмеченные в работе [25] случаи попадания пика нагона на моменты полной воды фильтрованного прилива в действительности могли быть случаями его появления в фазу роста предвычисленного прилива.

Для исследования суммарных и нагонных уровней в зависимости от различных фазовых и частотных соотношений между излучениями из Баренцева моря нагонами и приливами в работе [54] использована численная модель. На рис. 5.14 показаны рассчитанные при различных сдвигах фаз между волной прилива M_2 и нагоном значения нагонной составляющей в пунктах Онега и Мудьюг. Величина нагона на входе в Белое море (Святой Нос) принята равной 75 см. По горизонтальным осям отложен фазовый сдвиг между приливом и нагоном, по вертикальным — моменты полных и малых вод для предвычисленных приливов. Значения на кри-

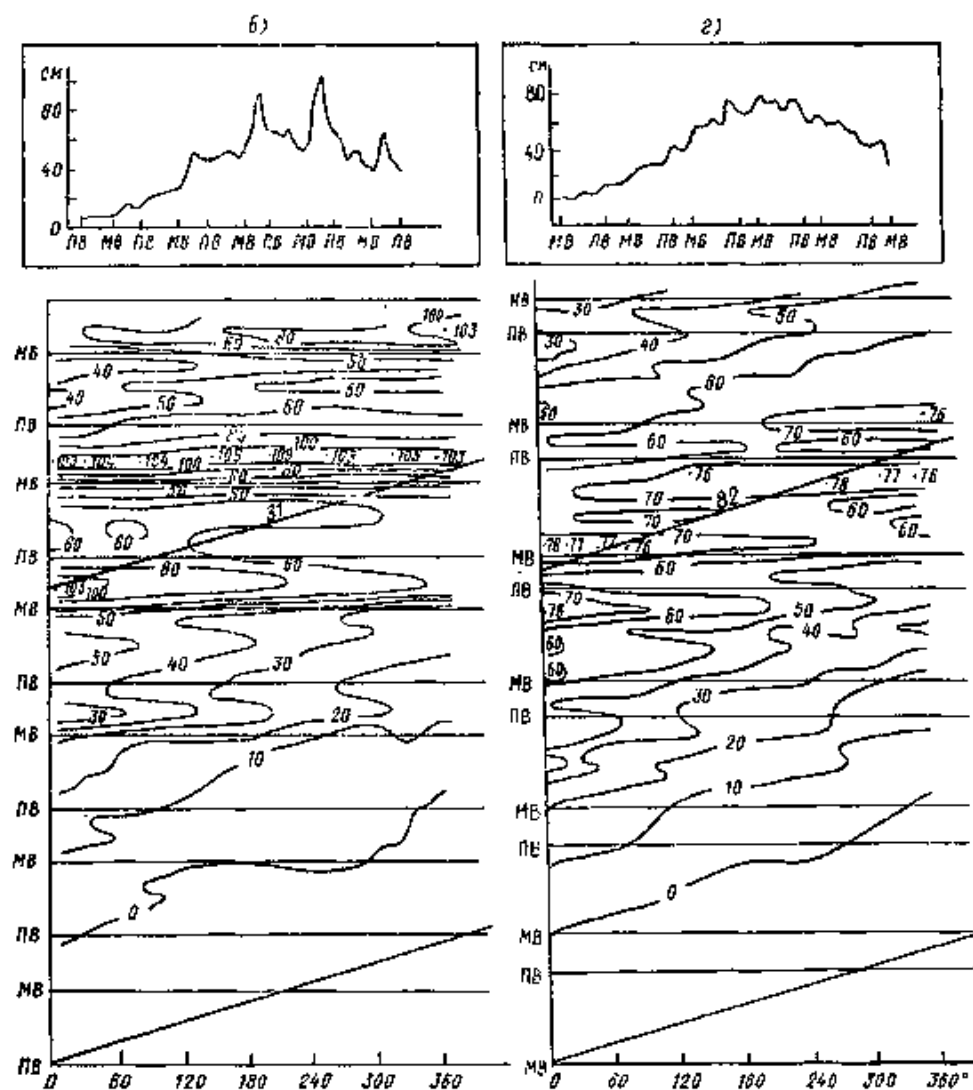
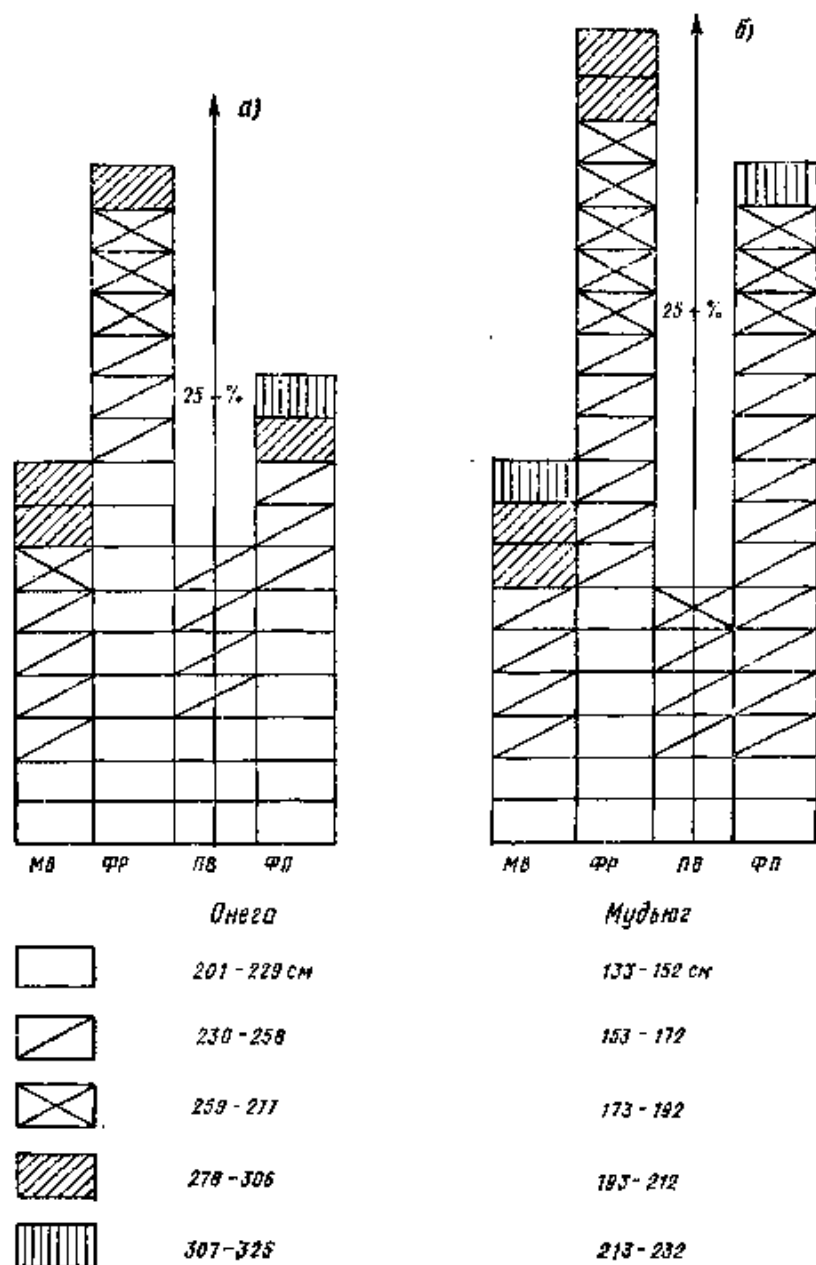


Рис. 5.14. Распределение пика наблюдаемых нагонных уровней по фазам прилива (а, б) из станциях (значения в сантиметрах даны от нуля постов) и нагонные уровни (а, в) при различных сдвигах фаз между приливом и нагоном.
 а, в — ст. Онега; б, г — ст. Мудомг; на врезках дан временной профиль нагонных уровней на соответствующих станциях при сдвиге 60°.

вых по какой-либо вертикали дают временной профиль нагонного уровня при фазовом сдвиге между приливом и нагоном, соответствующем этой вертикали. Таким образом, при отсутствии взаимодействия между приливом и нагоном все линии равных значений нагонных составляющих должны быть параллельны наклонной прямой, указывающей на пик нагонов без влияния прилива.

Нелинейное взаимодействие между приливом и нагоном при всех фазовых сдвигах между ними порождает дополнительные пики, которые встречаются на фазах роста и падения прилива (рис. 5.14). В наибольшей степени взаимодействие проявляется в Мезелском, Онежском и Двинском заливах (табл. 5.4), где максимальный пик нагона при всех сдвигах фаз между приливом и нагоном появляется в фазу роста, а иногда в отдельных пунктах (Разнаволоок, Кемь-Порт) и в фазу падения (табл. 5.4). При этом в районах, где величина прилива превышает величину нагона, происходит увеличение нагонной составляющей от 2 до 38 %, а в районах с преобладающей величиной нагона, наоборот, ее уменьшение на 5—8 %. В мелководных районах при достаточно длинном пути совместного распространения приливов и нагонов нелинейное взаимодействие приводит к тому, что полные воды наступают раньше на 1 ч и даже более рано.

Изменение уровней повышений в зависимости от фазового сдвига между приливом и нагоном для нагонов трехсуточной продолжительности составляет 2—8 %, для суммарных уровней — 1—6 %. В зависимости от фазового соотношения между приливом и нагоном существенно меняется время наступления пика нагонных и суммарных уровней, достигая в пределе 12 ч (см. рис. 5.14).

Степень нелинейного взаимодействия зависит от продолжительности нагона (сгона) (рис. 5.15). С увеличением частоты нагона (сгона) она уменьшается в диапазоне частот от 0,01 до 0,028 цикл./ч, минимальна в диапазоне частот от 0,028 до 0,083 цикл./ч (периоды от 36 до 12 ч) и далее монотонно увеличивается. Она выше для сгонных понижений, чем для нагонов такой же величины и продолжитель-

ности. Аналогичная картина просматривается по многим пунктам Белого моря.

Для изучения механизма взаимодействия между приливом и нагоном применяется так называемый метод параллельных моделей. Сущность его состоит

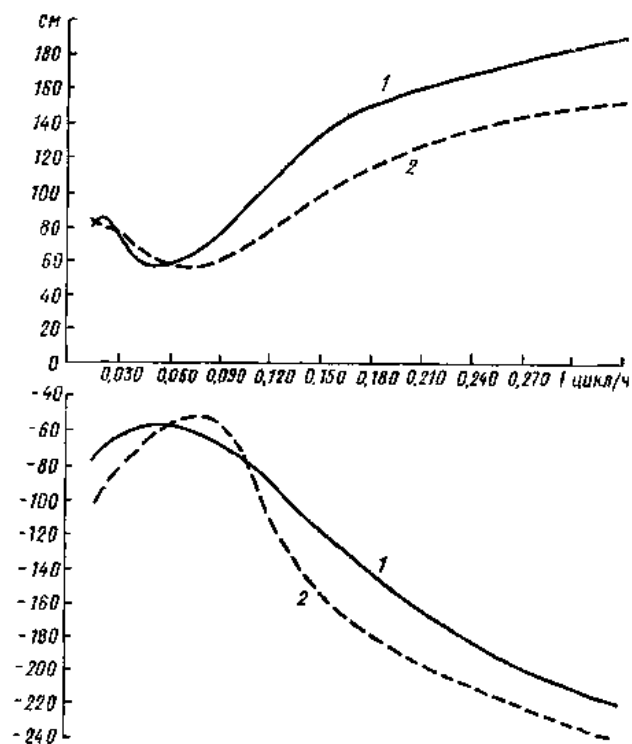


Рис. 5.15. Зависимость степени взаимодействия от продолжительности нагона (сгона). Кандалакша.

1 — «чистый» нагон (сгон); 2 — нагон (сгон), деформированный взаимодействием.

в том, что в численных гидродинамических моделях одновременно выполняются две численные процедуры: одна — для прилива, другая — для нагона. Влияние друг на друга прилива и нагона на каждом временном шаге вводится через нелинейные члены.

Таблица 5.4

Эффекты взаимодействия прилива и нагона в зависимости от сдвига фаз между ними на входе в Белое море

Станция	«Чистый» нагон, см	Отношение величины прилива к «чистому» нагону	Фаза прилива, в которой наблюдается пик нагона	Максимальный нагонный пик		Максимальный нагонный пик		Суммарный уровень при сдвиге, см/...		Время наступления	
				при сдвиге, см/...	относительно «чистого» нагона, %	при сдвиге, см/...	относительно «чистого» нагона, %	максимальный	минимальный	ПВ	МВ
Сосновец	81	3,09	ФР, ФП	75/(210 ... 270)	93	73/150	90	194/(90 — 210)	190/330	Менее 1 ч	Менее 1 ч
Семжа	72	7,50	ФР	100/0	138	96/210	133	333/150	330/(270 ... 330)	То же	То же
Кандалакша	81	2,05	ФР	83/60	102	80/(270 ... 360)	98	148/60	145/(210 ... 270)	"	"
Кемь-Порт	80	1,75	ФР, ФП	82/60	102	76/330	95	137/(150 ... 270)	133/30	"	"
Разнаволоок	80	1,65	ФР, ФП	86/60	107	82/30	102	133/(150 ... 270)	130/(30 ... 60)	"	"
Онега	81	3,08	ФР	109 (150 ... 210)	134	103/0	127	221/(210 ... 270)	218/(30 ... 60)	Раньше на 1 ч	"
Мудьюг	82	0,88	ФР, МВ (на 1 ч позже МВ)	78/270	95	76/0; 150	93	107/270	101/90	То же	"

С помощью этого метода в работе [54] проведен расчет экстремального штормового нагона, наблюдавшегося в Белом море 21—23 октября 1965 г.

при равенстве нагонных составляющих величина прилива в п. Сёмжа более чем в 2 раза превышает величину прилива в п. Онега. Деформация нагона

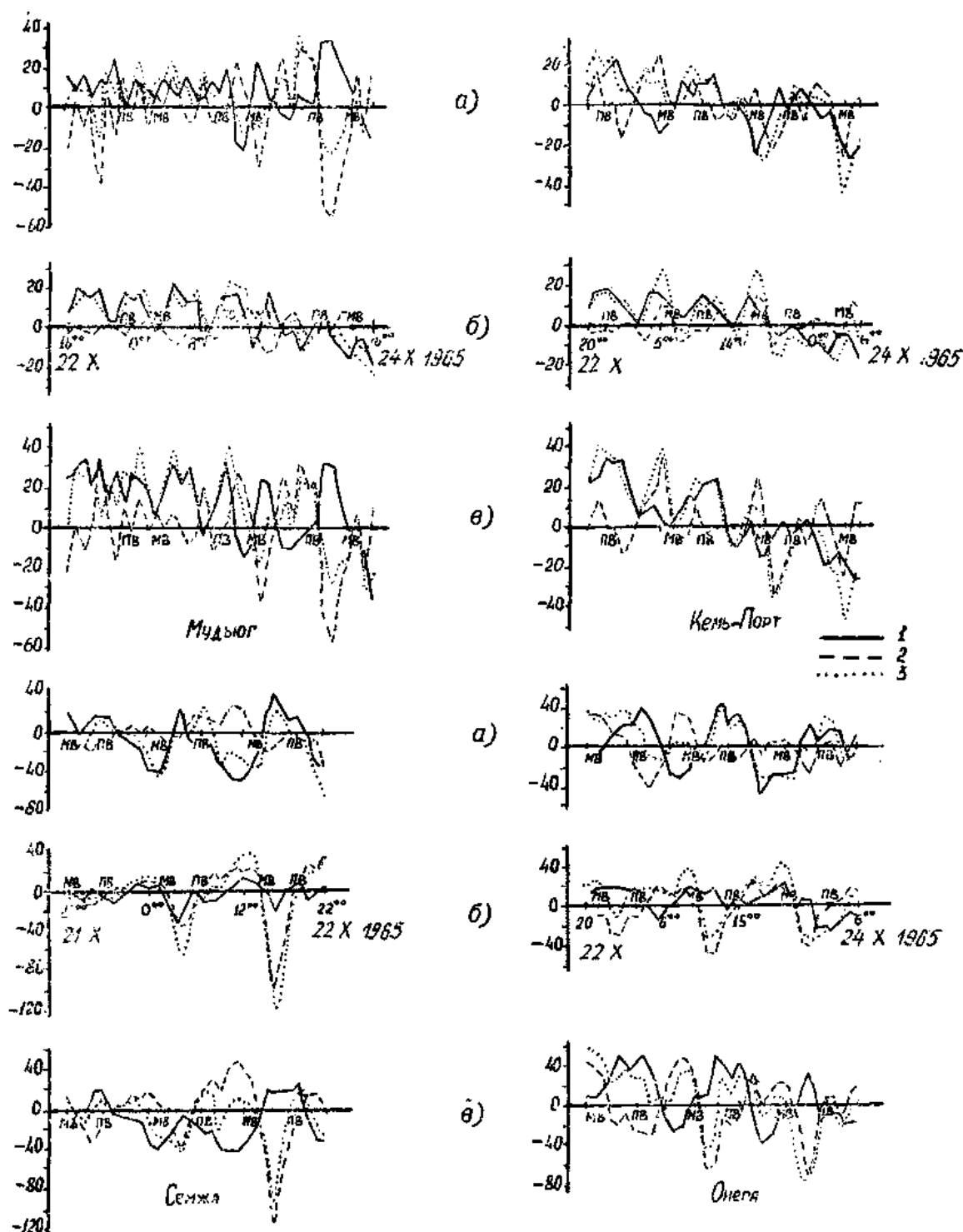


Рис. 5.16. Изменение во времени степени взаимодействия за счет трения (1), мелководности (2) и полного взаимодействия (3) на станциях Мудьюг, Кемь-Порт, Семжа и Онега
а — разности $H-H'$; б — разности $\Pi-\Pi'$; в — суммы разностей $(H-H') + (\Pi-\Pi')$

Результаты показывают, что в Белом море нелинейное взаимодействие прилива и нагона довольно значительно. Это проявляется в деформациях приливного хода уровня под влиянием нагона и нагонного хода уровня под влиянием прилива. Причем степень влияния прилива и нагона друг на друга пропорциональна их величинам. Так, например, в п. Сёмжа деформации прилива и нагона в 2 раза превышают их деформации в п. Онега, поскольку

приливом зависит также и от фазы прилива. Наиболее это заметно в Сёмже, наименее — в п. Кемь-Порт. Воздействие нагонов на прилив сказывается в уменьшении величины приливных колебаний и увеличении скорости распространения приливной волны, что приводит к несколько более раннему наступлению полных вод.

Взаимодействие прилива и нагона осуществляется за счет трех нелинейных механизмов: про-

пространственной инерции, нелинейного (квадратичного) донного сопротивления, мелководности. Из двух последних факторов преобладающим в Белом море является вклад квадратичного донного трения

волну, они испытывают значительное нелинейное взаимодействие с приливами от линии Канни Нос — Святой Нос до границы Горла и Бассейна. В то же время пространственное изменение деформации

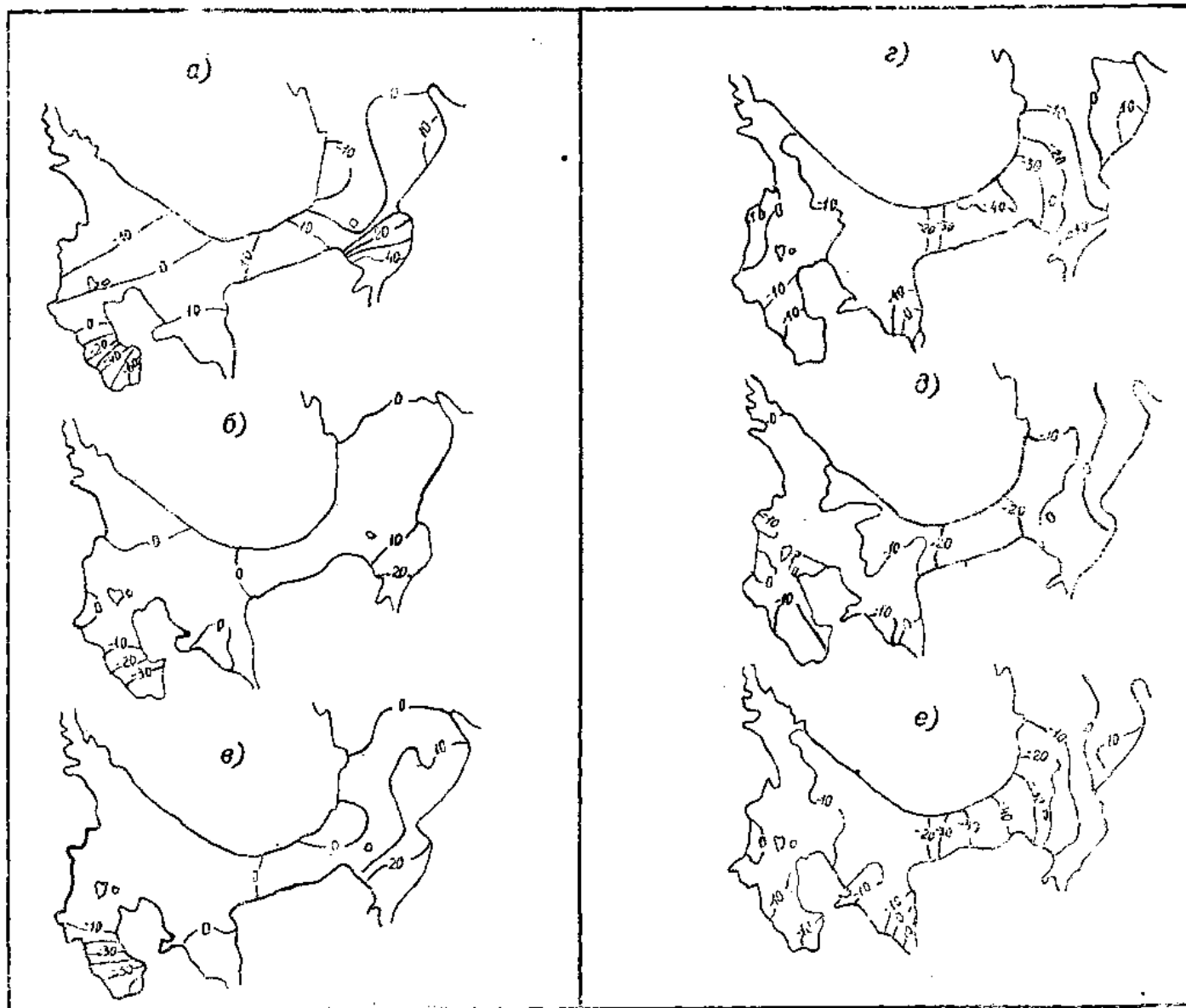


Рис. 5.17. Степень деформации прилива (а—в) и нагона (г—е) вследствие взаимодействия между ними за счет трения (а, г), мелководности (б, д) и полного в момент пика нагона (в, е) на ст. Мудьюг, см.

(60—80 %). Только в Онежском заливе мелководность дает такой же эффект. Влияние мелководья обнаруживает тесную связь с фазой прилива, приводя к увеличению нагонной составляющей в фазу его роста. Донное сопротивление и мелководность порознь приводят к одинаковой деформации как прилива нагоном, так и нагона приливом. В то же время эти два вида деформации имеют противоположную направленность (рис. 5.16, 5.17).

Кроме отмеченного уже преобладания роли трения во взаимодействии прилива и нагона Мезенский и Онежский заливы, а также Горло являются областями наиболее интенсивного взаимодействия. Изменение деформации нагонов происходит главным образом в районах Воронка — Горло. Онежском и вершине Двинского залива, а в Бассейне и Кандалакшском заливе оно незначительно. Поскольку почти все экстремальные нагоны в Белом море содержат входящую из Баренцева моря нагонную

прилива нагоном в основном происходит в Мезенском и Онежском заливах.

Статистический анализ наблюдений за уровнем Белого моря и гидродинамическое моделирование позволяют сделать следующие выводы:

1. Между приливом и нагоном существует нелинейное взаимодействие, которое прежде всего проявляется в асимметрии повторяемости пика нагона относительно фаз прилива.

2. Взаимодействие, наиболее выраженное в Мезенском, Онежском и Двинском заливах, приводит к увеличению нагонной составляющей до 25—35 % в районах, где величина прилива превышает величину нагона. В зависимости от фазового соотношения между приливом и нагоном на границе между Белым и Баренцевым морями существенно (до 12 ч) меняется время наступления пика нагонных и суммарных уровней. Величина же их меняется незначительно, достигая, например, при нагонах трехсу-

точной продолжительности 2—8 % для нагонной составляющей и 1—6 % для суммарных уровней.

3. Степень взаимодействия зависит от продолжительности нагона или сгона. Она незначительно уменьшается в диапазоне частот от 0,01 до 0,028 цикл./ч, имеет минимальные значения на частотах 0,028—0,083 цикл./ч и далее с ростом частоты монотонно увеличивается. Для сгонных понижений она выше, чем для нагонов такой же по модулю величины и продолжительности.

4. Доминирующий вклад во взаимодействие вносит квадратичное придонное трение. Только в Онежском заливе эффект мелководности сравним с эффектом придонного трения и приводит к увеличению нагонной составляющей в фазу роста прилива. Аналогичное влияние мелководности прослеживается также в Двинском и Мезенском заливах, но выражено в меньшей степени.

5. Нелинейное взаимодействие между приливом и нагоном приводит к изменчивости приливного режима Белого моря (в частности волны M_2) с синоптическим масштабом времени.

6. В результате взаимодействия между приливом и нагоном происходит также изменение поля приливных течений, наиболее сильное в мелководных Воронке, Горле, Мезенском и Онежском заливах.

5.5. Режим экстремальных уровней моря

Для исследования данного вопроса использованы ряды месячных и годовых экстремальных значений уровня в отдельных пунктах. Максимальный средний многолетний месячный максимум во всех пунктах моря наблюдается в октябре, а минимальный в большинстве пунктов — в апреле — мае. Максимум максимумов в различных пунктах наблюдается в разные месяцы, что свидетельствует о существенном влиянии локальных факторов.

Изменчивость максимальных месячных уровней наиболее выражена в вершине Онежского залива, и наименее — в северо-восточной части Горла (п. Сосновец) и Бассейна (п. Чаваньга). Наибольший размах месячных максимумов также наблюдается в вершине Онежского залива, а наименьший — в северо-восточных частях Горла и Бассейна, причем приходится он здесь на зимние месяцы (февраль, март), в Кандалакшском заливе — на начало лета (июнь), в Двинском заливе — на осень (ноябрь — декабрь). Минимальный размах месячных максимумов в большинстве пунктов наблюдается летом (период незначительной штормовой активности) и меньше наибольшего (по соответствующим пунктам) в 3—5 раз. Малая изменчивость месячных максимумов в северо-восточной части Горла с учетом значительной амплитуды приливных колебаний в этом районе свидетельствует о преобладающей роли приливов в формировании здесь максимального уровня.

Наименьшие за многолетний период месячные минимумы уровня почти во всех пунктах наблюдаются в январе — марте и, по-видимому, вызваны сгонными ветрами. Минимум минимумов в большинстве пунктов наблюдается в те же месяцы. Это свидетельствует о том, что сгонные понижения формируют наиболее низкие уровни зимой. Наибольшие интерквартильные расстояния и размах месячных минимумов в большинстве пунктов также бывают зимой, минимальные — летом. Таким образом,

изменчивость как максимальных, так и минимальных уровней зимой существенно выше, чем в другие сезоны.

Отклонения месячных максимумов от среднего многолетнего уровня в целом по морю превышают

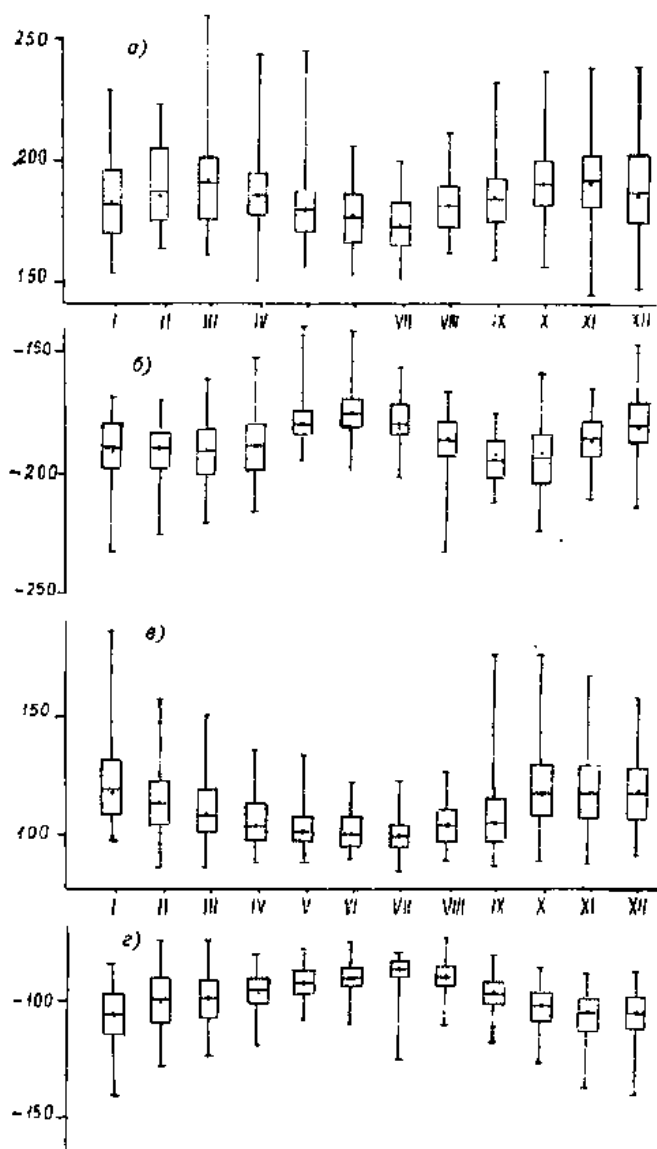


Рис. 5.18. Квантильные диаграммы месячных максимальных (а, в) и минимальных (б, г) отклонений уровней моря от среднего многолетнего значения.

а, б — ст. Сосновец; в, г — ст. Кемь-Пурт.

соответствующие отклонения месячных минимумов. Наиболее сильно это выражено в вершинах заливов и в Горле.

За весь период наблюдений наибольшие размахи максимумов составили: в вершине Онежского залива более 2,5 м, в Двинском — 1,7 м, Кандалакшском — 1,5 м, в Бассейне 1,4 м, в Горле и северной части Онежского залива 1,3 м. Наибольшие размахи минимумов за тот же период таковы: в вершине Онежского залива 1,8 м, Двинского — 1,2 м в Горле, Кандалакшском и в северной части Онежского заливов около 1 м, в Бассейне около 0,7 м. Размах максимумов везде превышает размах минимумов: а именно: в Бассейне в 2 раза, Кандалакшском заливе в 1,5, вершинах Онежского и Двинского заливов в 1,4, Горле в 1,3 раза. Таким образом, изменчивость максимальных уровней существенно выше изменчивости минимальных.

В Горле продолжительность времени от момента максимальных (по модулю) отклонений экстремумов, наблюдающихся в марте, до момента их мини-

О межгодовой изменчивости годовых экстремумов можно судить по рис. 5.19. Распределения годовых экстремальных уровней, которые приведены

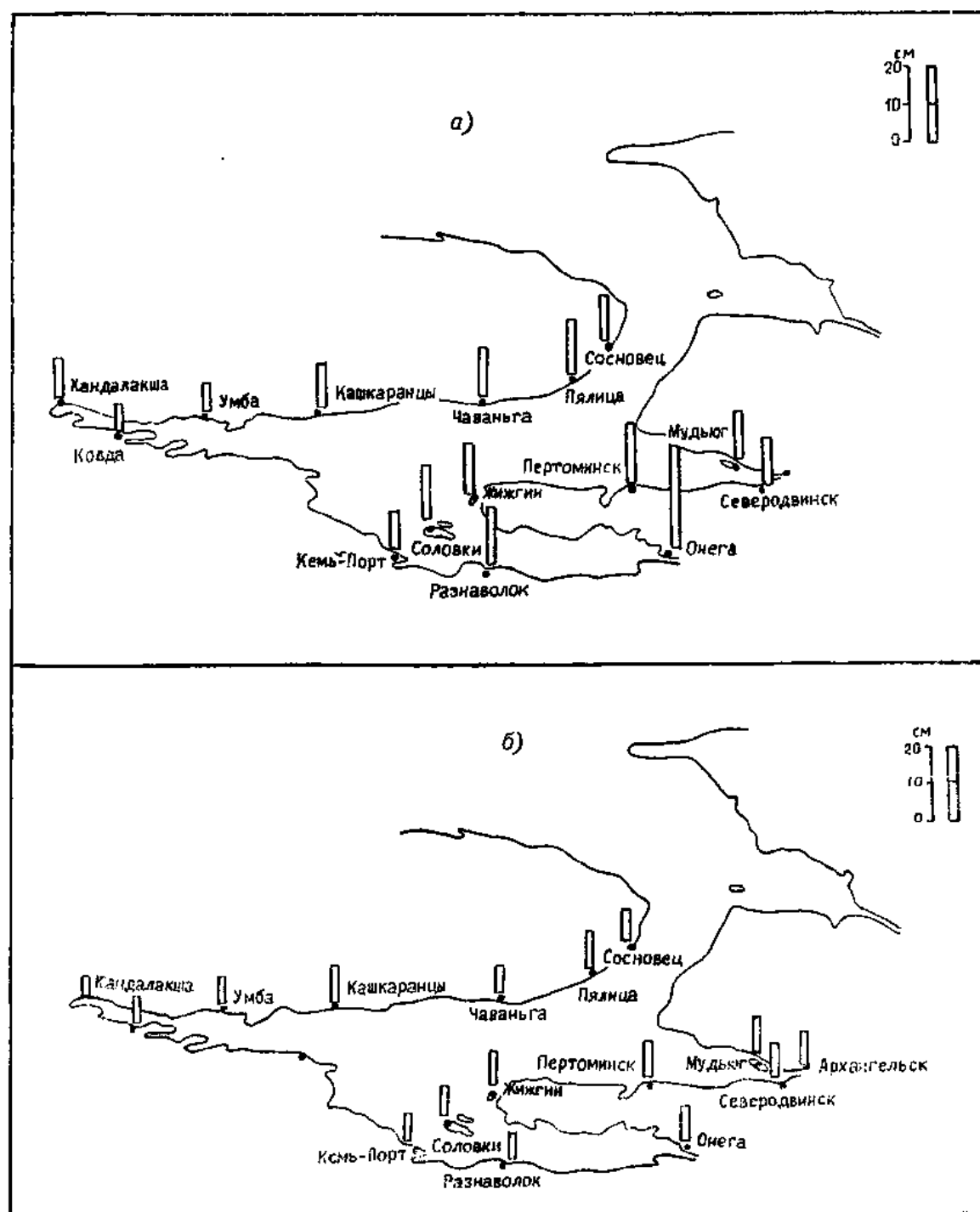


Рис. 5.19. Устойчивый аналог стандартного отклонения максимальных (а) и минимальных (б) годовых уровней.

Пертоминск—Уиский маяк.

мальных отклонений в июне—июле, составляет 4 мес, а от последних до времени максимальных отклонений в октябре—ноябре—3 мес (рис. 5.18). На границе Бассейна и Онежского залива эти продолжительности соответственно равны 6 и 3 мес, т. е. асимметрия здесь выражена более ярко. Как интерквартильное расстояние, так и размах отклонений месячных максимумов выше, чем аналогичные характеристики для месячных минимумов. Отношение размахов для разных пунктов находится в пределах 1,2—1,5.

ниже, отличаются от нормального. В таком случае, согласно работе [99], для оценки изменчивости рядов экстремумов в качестве аналога среднего квадратического (стандартного) отклонения можно использовать половину интерквартильного расстояния. Для годовых максимумов она оказалась наименьшей в Кандалакшском заливе (около 7 см) немного выше на севере Онежского залива и в Бассейне (9—13) и максимальна в вершине Онежского залива (27 см). Аналог стандартного отклонения минимальных годовых уровней имеет наименьшее

значение в Кандалакшском заливе и в Бассейне (6—7 см) и наибольшее — в Горле, Двинском и вершине Онежского заливов (около 10 см). В целом межгодовая изменчивость максимальных уровней моря выше, чем минимальных. Размах межгодовых колебаний максимальных уровней превышает размах минимальных от 1,3 в Бассейне до 6 раз в вершине Онежского залива. Судя по оценкам корреляционных функций как минимальных, так и максимальных уровней, в межгодовой изменчивости четко выражена периодичность в 4—5 лет почти во всех пунктах.

Экстремальные уровни редкой повторяемости рассчитаны согласно методике, основанной на асимптотической теории экстремальных значений [25]. Полагается, что наблюдаемые максимальные уровни распределены по двойному показательному закону

$$p = \exp(-e^{-y}),$$

где y — приведенная переменная, являющаяся функцией статистической переменной x .

В соответствии со статистической теорией экстремумов их предельные распределения могут быть трех типов. Оказалось, что почти для всех пунктов побережья Белого моря эмпирические функции распределения экстремумов соответствуют первому предельному распределению.

Неравномерность распределения постов уровней наблюдений по побережью моря затрудняет получение оценок экстремумов редкой повторяемости и районирование моря по значениям экстремальных уровней. Имеется несколько станций (Умба, Ковда и др.) с неоднородными рядами наблюдений: в одни годы проводились ежечасные, в другие — четырехсрочные наблюдения. В последнем случае значения экстремумов занижаются. Имеется 14 пунктов наблюдений с рядами продолжительностью более 10 лет, для которых можно строить функции распределения. Эти пункты не охватывают Воронку и Мезенский залив. Региональные функции распределения построены для Кандалакшского залива по станциям Ковда, Кандалакша и Умба, для Двинского — по станциям Пертомисск, Мудьюг и Северодвинск; Онежского — по станциям Кемь-Порт, Разнаволоок и Соловки; для Бассейна моря — по станциям Чаваньга и Гридино (рис. 5.20, 5.21). Для станций Онега, Сосновец и Жижгин, представляющих соответственно вершину Онежского залива, Горло и южную часть Бассейна моря, построены индивидуальные функции распределения экстремумов.

По экстраполированным безразмерным региональным функциям определены экстремальные годовые отклонения (от среднего) заданной вероятности для отдельных станций. Так как практический интерес представляют не отклонения, а абсолютные значения максимальных и минимальных уровней заданной вероятности, в табл. 5.5 приведены именно эти, полученные, например, для максимумов по выражению

$$H_p = \bar{H}_{\max} + h_p \pm \sigma(h_p),$$

где $\bar{H}_{\max}$ — наибольшее значение из средних годовых уровней в многолетнем ряду наблюдений; h_p — максимальное отклонение уровня от среднего заданной вероятности превышения; $\sigma(h_p)$ — доверительный интервал.

В качестве предельного периода повторяемости (T), на который можно экстраполировать функции распределения максимумов, рекомендуется брать учетверенный период наблюдений за экстремумами. В нашем случае $T=100$ лет.

В связи с отсутствием круглогодичных наблюдений за уровнем на станциях Мезенском заливе и Воронке, для оценки экстремальных уровней редкой повторяемости, приведенных на рис. 5.22, использованы месячные экстремумы. Так как наблюдения велись лишь в летние месяцы (период минимальной штормовой активности), рассчитанные уровни могут быть существенно заниженными. Сказанное также относится к отдельным станциям Онежского залива (Лямца, Жужмуй) и Горла (Инны).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что по всему побережью Белого моря экстремальные отклонения уровня от среднего могут достигать достаточно больших значений, хотя в различных районах они заметно отличаются друг от друга. Последнее обусловлено прежде всего различиями приливного режима, а также очертанием берегов и глубиной места.

Найденные значения экстремальных уровней редкой повторяемости на большей части побережья использованы для его районирования по данному признаку. Кроме того, в предположении о линейной суперпозиции экстремально возможного по астрономическим условиям уровня и наибольшего нагона (сгона), количественно оценена роль различных составляющих в формировании экстремальных уровней по районам. Для этого из расчетных значений максимальных уровней вычтены известные значения наибольшего возможного по астрономическим причинам прилива, а из расчетных значений минимальных уровней — значения наименьшего возможного по астрономическим причинам прилива. Полученные разности определяются главным образом штормовыми нагонами (сгонами), а вблизи устьев рек — совместным влиянием нагона (сгона) и речного стока. В табл. 5.6 приведена оценка отдельных составляющих экстремальных уровней редкой повторяемости в различных районах моря. В реальных условиях штормовые нагоны, по-видимому, могут иметь большие величины.

По значениям максимальных отклонений уровня от невозмущенного состояния можно выделить четыре типа, встречающиеся в девяти прибрежных районах моря (рис. 5.22а). Первый тип с незначительными (до 2 м) отклонениями уровня характерен для района, охватывающего почти весь Бассейн и северные части Двинского и Онежского заливов. Доминирующий вклад в формирование максимальных уровней в этом районе вносят штормовые нагоны: от 50 % и более в северной части Бассейна и в юго-западной части Горла до 60—70 % в северных частях Онежского и Двинского заливов.

Второй тип с умеренными (от 2 до 3 м) отклонениями максимального уровня встречается в центральных частях Горла и Онежского заливов, в Кандалакшском и южной части Двинского заливов. Вклады прилива и нагона в формирование максимальных уровней в этих районах, относящихся к одному и тому же типу, различны. Так, если в центральной части Горла доля прилива оценивается в 70 %, то в Кандалакшском заливе — в 60, в северо-западной части Онежского залива — в 50, в центральной части Онежского залива — около 40,

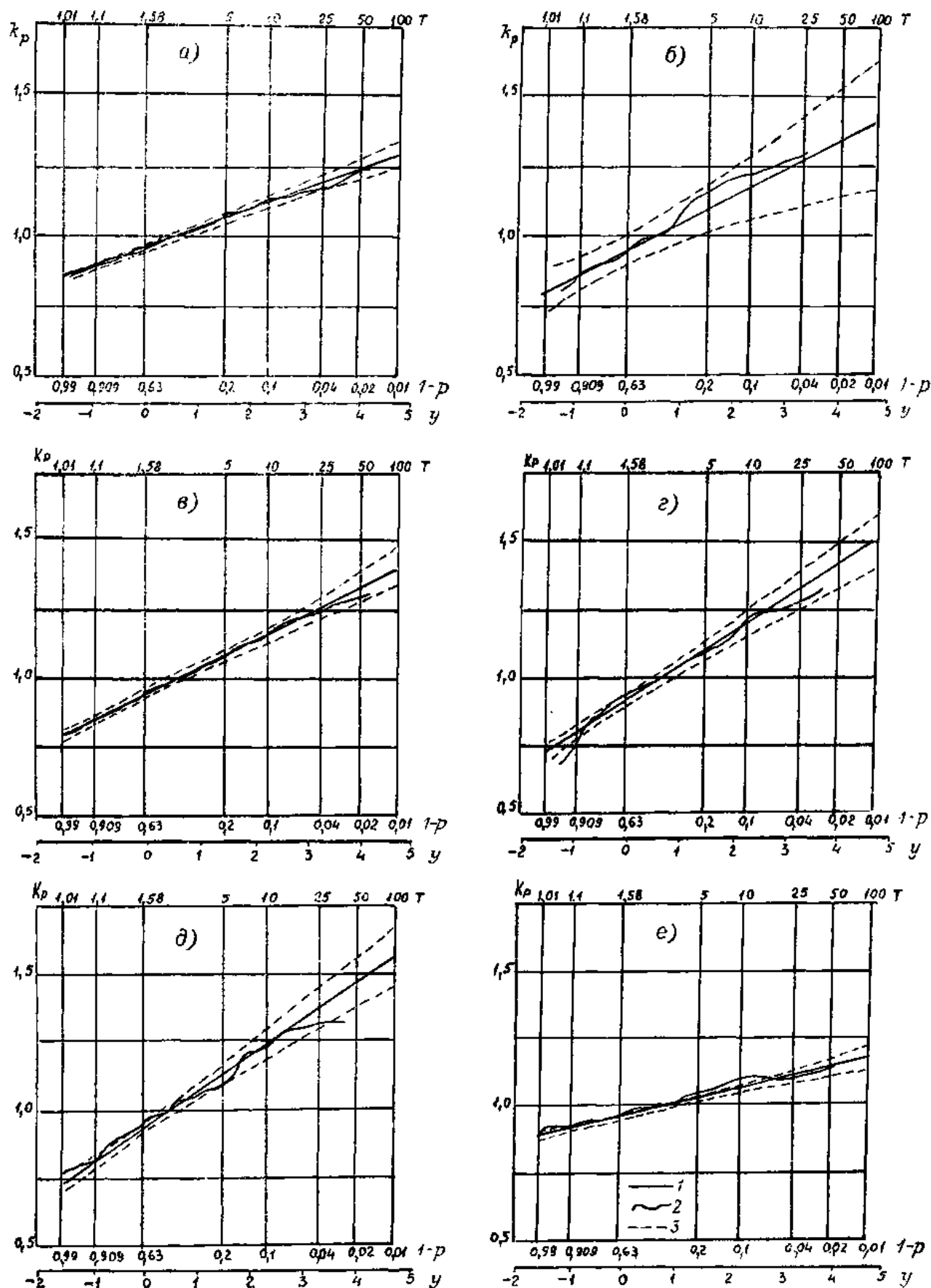


Рис. 5.20. Региональные функции распределения максимальных уровней моря.

а — Кандалакшский залив; б — Бассейн; в — Онежский залив; г — Двинский залив; д, е — индивидуальные функции распределения, соответствующие ст. Жижги и ст. Сосновец; 1 — теоретическая региональная функция распределения, аппроксимированная первым предельным распределением экстремумов; 2 — эмпирическая функция; 3 — доверительный интервал.

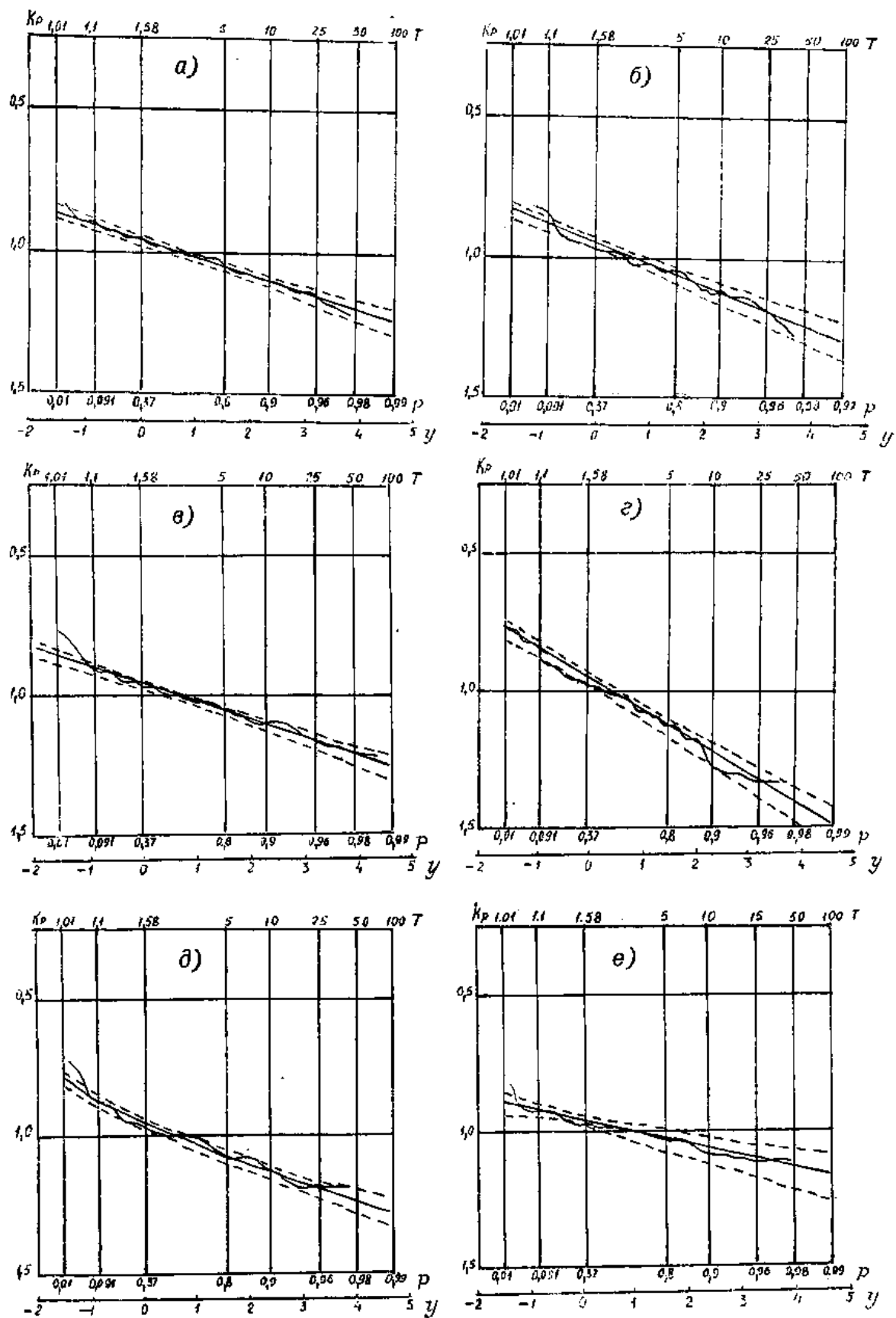


Рис. 5.21. Региональные функции распределения минимальных уровней моря.

Усл. обозначения см. рис. 5.20.

Экстремальные отклонения (h_p) уровня редкой повторяемости (верхняя строка)
для пунктов Белого моря, см

Станция	Вероятность превышения (понижения) / Повторяемость (лет)				
	0,20/5	0,10/10	0,04/25	0,02/50	0,01/100
Максимальные					
Кандалакша	203 (674) ± 4	215 (686) ± 6	228 (699) ± 7	238 (709) ± 9	247 (718) ± 10
Умба	143 (613) ± 3	151 (621) ± 4	161 (631) ± 5	168 (638) ± 7	174 (644) ± 7
Сосновец	272 (745) ± 4	283 (756) ± 5	296 (769) ± 6	304 (777) ± 8	312 (785) ± 9
Мудьюг	159 (643) ± 5	173 (657) ± 7	190 (674) ± 10	203 (687) ± 12	215 (699) ± 14
Унский маяк	134 (614) ± 5	146 (626) ± 6	161 (641) ± 9	172 (652) ± 11	182 (662) ± 12
Жижгин	138 (603) ± 5	150 (615) ± 7	166 (631) ± 9	177 (642) ± 11	188 (653) ± 13
Онега	256 (759) ± 11	283 (786) ± 16	319 (822) ± 19	343 (846) ± 24	368 (871) ± 26
Разнаволоок	149 (620) ± 3	160 (631) ± 5	174 (645) ± 6	184 (655) ± 8	193 (664) ± 11
Соловки	123 (592) ± 3	132 (601) ± 4	144 (613) ± 5	151 (620) ± 6	159 (628) ± 9
Кемь-Порт	158 (632) ± 4	170 (644) ± 5	184 (658) ± 6	194 (668) ± 8	204 (678) ± 11
Гридино	153 (636) ± 5	166 (649) ± 8	184 (667) ± 10	196 (679) ± 11	208 (691) ± 14
Ковда	174 (644) ± 3	184 (654) ± 5	196 (666) ± 6	204 (674) ± 8	212 (682) ± 9
Минимальные					
Кандалакша	-142 (304) ± 3	-149 (298) ± 3	-157 (289) ± 4	-162 (284) ± 5	-168 (279) ± 5
Умба	-130 (320) ± 2	-136 (314) ± 2	-144 (306) ± 4	-149 (301) ± 5	-154 (296) ± 5
Сосновец	-220 (234) ± 4	-229 (225) ± 6	-237 (217) ± 6	-244 (210) ± 8	-248 (206) ± 11
Мудьюг	-112 (233) ± 3	-121 (224) ± 4	-132 (213) ± 6	-140 (205) ± 7	-148 (197) ± 8
Унский маяк	-107 (240) ± 3	-116 (231) ± 4	-126 (221) ± 6	-134 (213) ± 7	-142 (205) ± 8
Жижгин	-112 (334) ± 2	-118 (328) ± 3	-129 (320) ± 3	-130 (316) ± 4	-135 (311) ± 5
Онега	-177 (269) ± 3	-185 (261) ± 4	-195 (251) ± 5	-203 (243) ± 7	-210 (236) ± 8
Разнаволоок	-119 (192) ± 2	-124 (187) ± 2	-131 (180) ± 3	-136 (175) ± 4	-141 (170) ± 4
Соловки	-106 (241) ± 2	-111 (236) ± 2	-117 (230) ± 3	-121 (226) ± 4	-126 (221) ± 4
Кемь-Порт	-129 (191) ± 2	-135 (185) ± 2	-143 (177) ± 4	-148 (172) ± 5	-154 (166) ± 5
Гридино	-132 (285) ± 3	-138 (279) ± 4	-148 (269) ± 4	-153 (264) ± 5	-159 (258) ± 6
Ковда	-135 (315) ± 3	-142 (308) ± 3	-150 (300) ± 4	-155 (295) ± 5	-160 (290) ± 5

Примечание. Нижняя строка — доверительный интервал, см; в скобках указаны высоты уровня относительно единого нуля постов моря.

а в вершине Двинского залива для прилива менее 30 %.

Третий тип со значительными (3—4 м) отклонениями максимальных уровней охватывает вершину Онежского залива и северо-восточные части Горла и Воронки. Этому типу также свойственна перемена полей прилива и нагона в зависимости от района моря. Так, если в вершине Онежского залива преобладает (55 %) нагон, то в северо-восточ-

ных частях Горла и Воронки преобладает прилив (соответственно 70 и 80 %).

Четвертый тип с очень высокими (4,0—6,5 м) отклонениями максимальных уровней относится к Мезенскому заливу и, по-видимому, к западной части Воронки. В этих двух районах преобладает (70—80 %) вклад приливов.

По значениям минимальных отклонений уровня моря от невозмущенного состояния 1 раз в 100 лет

Таблица 5.6

Значения отдельных составляющих экстремальных уровней редкой повторяемости, %

Станция	Составляющие экстремальных уровней	Максимальные уровни 1 раз в n лет		Минимальные уровни 1 раз в n лет	
		50	100	50	100
Кандалакша	$h_n(h_c)$	39	41	12	15
Умба	$h_n(h_c)$	33	35	26	28
Сосновец	$h_n(h_c)$	25	27	9	11
Мудьюг	$h_n + h_{ст}(h_c)$	71	73	54	57
Унский маяк	$h_n(h_c)$	64	66	54	56
Жижгин	$h_n(h_c)$	59	62	42	44
Онега	$h_n + h_{ст}(h_c)$	50	54	26	29
Разнаволок	$h_n(h_{ст})$	55	57	31	33
Кемь-Порт	$h_n + h_{ст}(h_{ст})$	50	52	32	34
Соловки	$h_n(h_c)$	66	68	55	56
Гридино	$h_n(h_c)$	43	47	29	32
Ковда	$h_n(h_c)$	39	42	22	25

Примечание. h_n — отклонение уровня за счет нагона; $h_{ст}$ — за счет изменения стока реки; h_c — за счет сгона.

можно также выделить четыре типа (рис. 5.22 б). Первый тип с незначительными (до $-1,5$ м) отклонениями охватывает Бассейн моря, северные части Онежского и Двинского заливов и юго-западную часть Горла. На долю сгонных понижений приходится менее 15 % в северной части Бассейна, менее 25 % в юго-западной части Горла, около 45—50 % в южной части Бассейна и 55—60 % в северных частях Онежского и Двинского заливов. Второй тип с умеренными ($-1,5 \dots -2,5$ м) отклонениями встречается в Кандалакшском и южных частях Онежского и Двинского заливов, а также в северо-западной части Бассейна и в центральной части Горла. Относительный вклад отлива и сгонов в формировании минимального уровня сильно зависит от района. Так, если в центральной части Горла доля сгонных понижений составляет менее 15 %, то в южной части Онежского и в Кандалакшском заливах — 30—40 %, а в вершине Двинского залива — 60 %.

Третий тип со значительными ($-2,5 \dots -3,5$ м) отклонениями встречается в северо-восточных частях Горла и Воронки. Вклад сгонных понижений в формировании минимального уровня моря в обоих районах незначителен (соответственно 10 и 15 %).

Четвертый тип с очень сильными ($-3,5 \dots -5,5$ м) отклонениями характерен для Мезенского залива и западной части Воронки. Вклад приливов в формирование минимального уровня моря в обоих районах преобладает: на долю сгонов приходится всего 15—20 %.

Полученные результаты показывают, что штормовые нагоны могут повысить уровень над наивысшим приливным на $1,4$ м в северо-западной части

Бассейна, и что в вершинах Двинского и Онежского заливов при совпадении максимума стока рек Северной Двины или Онеги с нагоном уровень возрастает соответственно более чем на 2 и 2,5 м. За счет сгонов уровни могут понизиться ниже наинизших отливных на $0,6$ — $0,7$ м в южной части Бас-

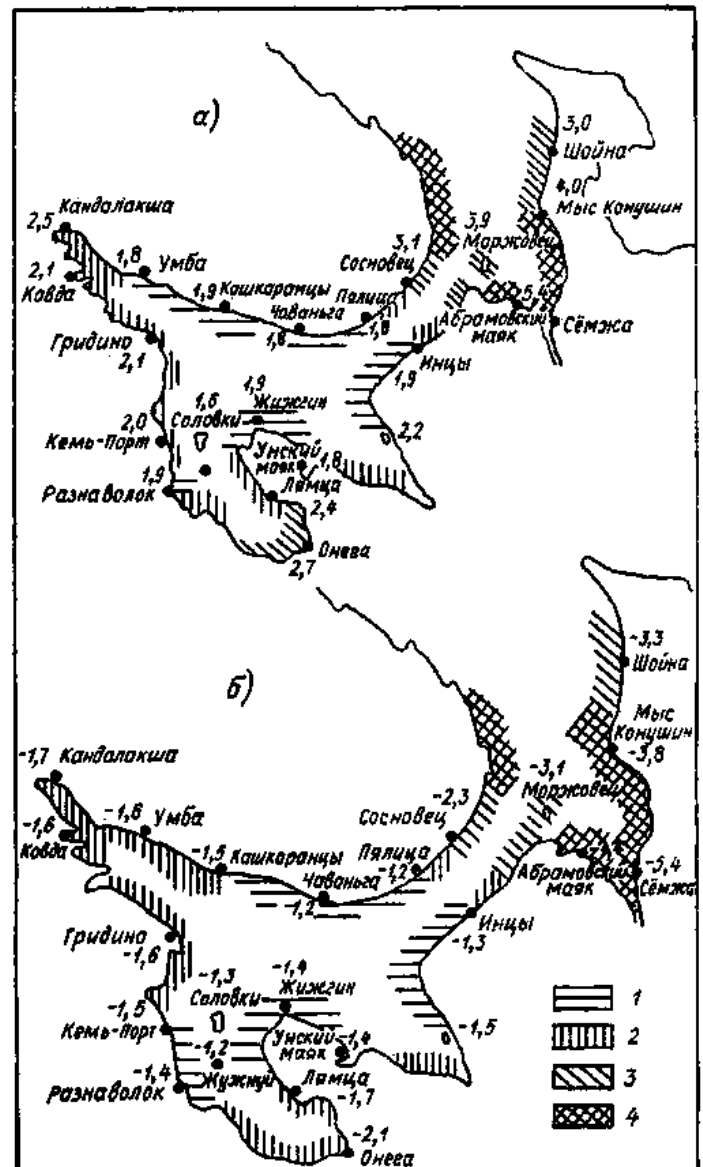


Рис. 5.22. Распределение повышения (а) и понижения (б) уровня повторяемостью 1 раз в 100 лет.

Для максимумов: 1 — до 2; 2 — 2...3; 3 — 3...4; 4 — 4...6,5 м;
для минимумов: 1 — до $-1,5$; 2 — $-1,5 \dots -2,5$; 3 — $-2,5 \dots -3,5$;
4 — $-3,5 \dots -5,5$ м.

сейна и Онежском заливе. В вершинах Двинского и Мезенского заливов сгоны способны понизить уровень на $0,8$ — $1,0$ м. На преобладающей части моря нагоны соизмеримы с приливами, а в отдельных районах их превышают.

Следует еще раз подчеркнуть, что в реальных условиях штормовые нагоны и сгоны могут быть более высокими.

6. ТЕЧЕНИЯ

6.1. Общие сведения

Первые исследования течений Белого моря выполнены в первой половине XIX в. под руковод-

ствуют разовые наблюдения на океанографических разрезах (рис. 6.1).

Уже в конце 20-х — начале 30-х годов по разрозненным материалам наблюдений были выпол-

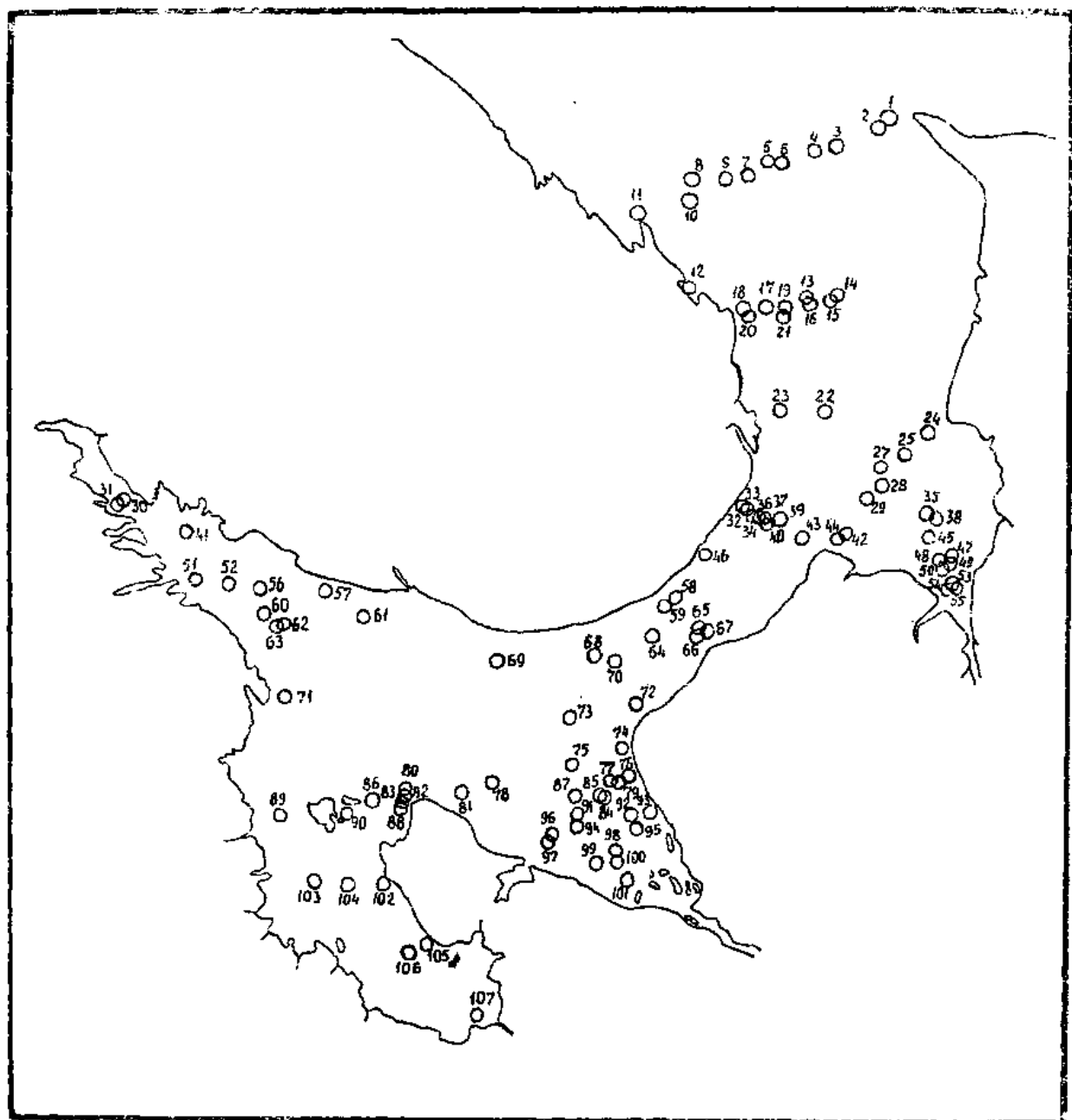


Рис. 6.1. Схема расположения автономных многосуточных буйковых станций наблюдений за течениями в Белом море.

ством М. Ф. Рейнске. Тогда были получены ценные, но, к сожалению, единичные наблюдения.

Систематические наблюдения за течениями начаты с 1911 г., но вплоть до 1959 г. преобладали экспедиционные и рейдовые наблюдения полусуточной и суточной продолжительности в определенных точках моря, а также разовые наблюдения на станциях стандартных океанографических разрезов. После 1959 г. становятся обычными многосуточные наблюдения с помощью автономных буйковых станций или с борта судна, значительно сокращается число рейдовых пунктов и полностью прекра-

нены отдельные проработки постоянных течений. Так, К. М. Дерюгин в работе [37] приводит описание и схему поверхностных течений в Белом море. Эта работа интересна тем, что в ней впервые рассматривается механизм формирования квазипостоянных течений в Белом море и обращено внимание на наличие антициклонической циркуляции и «полюса тепла» у входа в Кандалакшский залив и циклонической циркуляции и «полюса холода» в центральной части Бассейна. Позднее В. А. Леднев [82] построил схемы циркуляции поверхностных вод Бассейна на основе динамических карт,

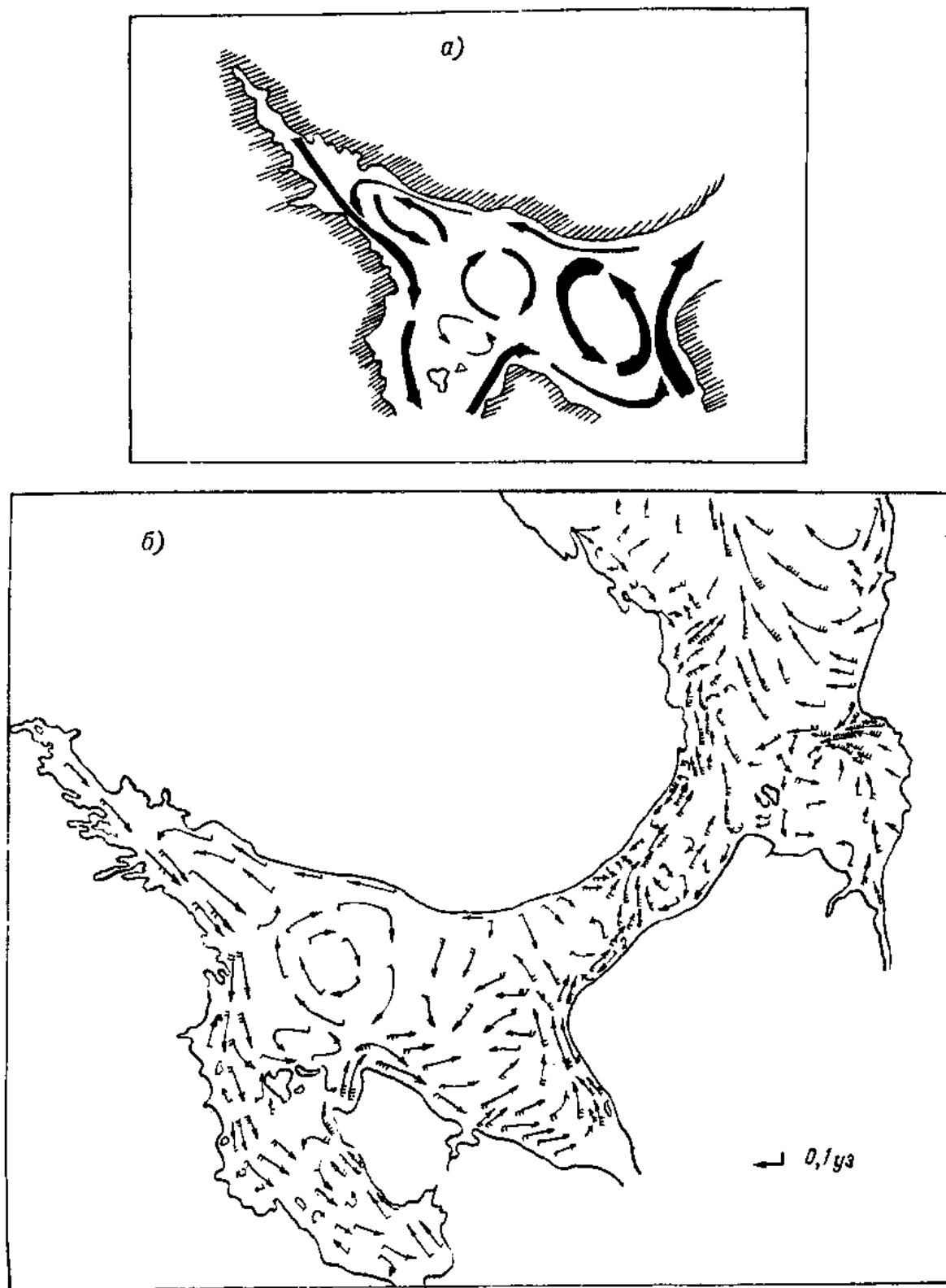


Рис. 6.2. Схемы общей циркуляции вод Бассейна (а) и квазипостоянных течений, полученных по данным наблюдений (б).

ждают наличие Двинского циклонического круговорота.

В. В. Тимонов [138] (рис. 6.2 а) дополнил схему общей циркуляции вод Бассейна и предложил гипотезу механизма формирования его глубинных вод.

Следующее обобщение данных наблюдений по всей акватории моря было проведено в конце 60-х

му морей и устьев рек СССР, том V, Белое море, в котором дается более подробная схема квазипостоянных течений в Белом море.

Большинство исследований по непериодическим течениям посвящены одному вопросу — формированию системы установившихся течений. Длительное время в распоряжении исследователей Белого моря имелись хотя и многочисленные, но разрозненные

и непродолжительные наблюдения за течениями, а расчеты выполнялись динамическим методом. Вследствие этого из широкого спектра движений вод наиболее изученными оказались приливные течения и установившаяся циркуляция вод. Между тем физико-географические особенности Белого моря — его относительная мелководность и расположение на пути движения циклонов — способствуют интенсивному развитию нестационарных движений вод синоптического масштаба (1—20 сут). Однако этот вид движений оказался слабоизученным.

Причинами возникновения течений в Белом море являются приливы, действия ветра на поверхность моря, изменение атмосферного давления, изменения рельефа уровня под действием стока рек и, в меньшей степени, испарения и осадков. Вызванные этими причинами течения деформируются под влиянием трения жидкости о дно и берега, турбулентной вязкости, центробежных сил.

6.2. Статистические характеристики течений

На рис. 6.3, где представлен типичный для Белого моря график функции спектральной плотности

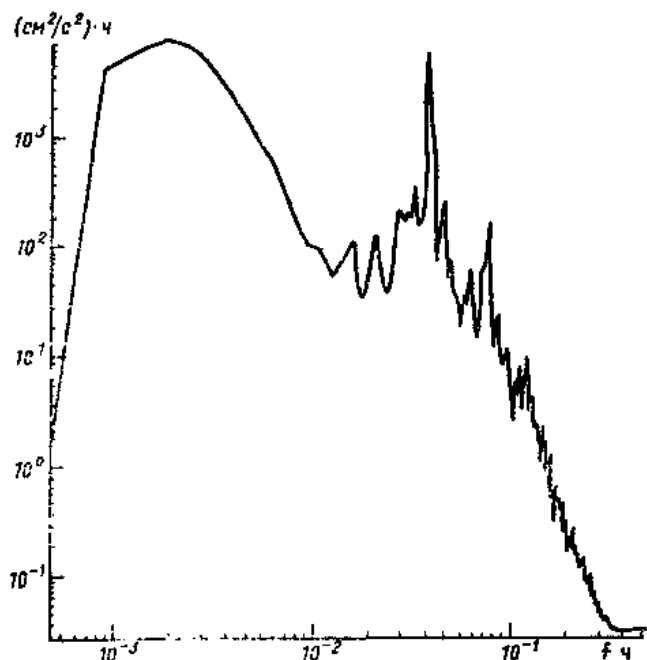


Рис. 6.3. Типичный график функции спектральной плотности скорости течений.

течений, отчетливо выделяются энергонесущие зоны, соответствующие течениям приливного (24, 12, 6 ч) и синоптического (7—14 сут) периодов. Соотношение этих преобладающих течений иллюстрируется рис. 6.4, из которого видно, что на большей части моря приливные течения превышают неперриодические и только в Бассейне, Кандалакшском и Двинском заливах отмечается обратная картина.

Режим приливных течений подробно описан в гл. 8 настоящей монографии. Здесь же отметим, что наибольшего развития скорости этих течений достигают в Мезенском заливе (180 см/с) и на его входе (до 240 см/с), в Горле и Онежском заливе (до 180 см/с), в Бассейне, Двинском и Кандалакшском заливах (до 30 см/с).

Полученные из наблюдений скорости неперриодических течений в слое 0—10 м изменяются в до-

вольно широких пределах: от 3 до 36 см/с. При этом значительные неперриодические течения (до 25 см/с) отмечаются и в районах, где велики приливные течения.

Наибольшей устойчивостью в поверхностном слое неперриодические течения отличаются в Воронке (отклонение от среднего направления 20—30°), Мезенском и Онежском заливах (10—20°).

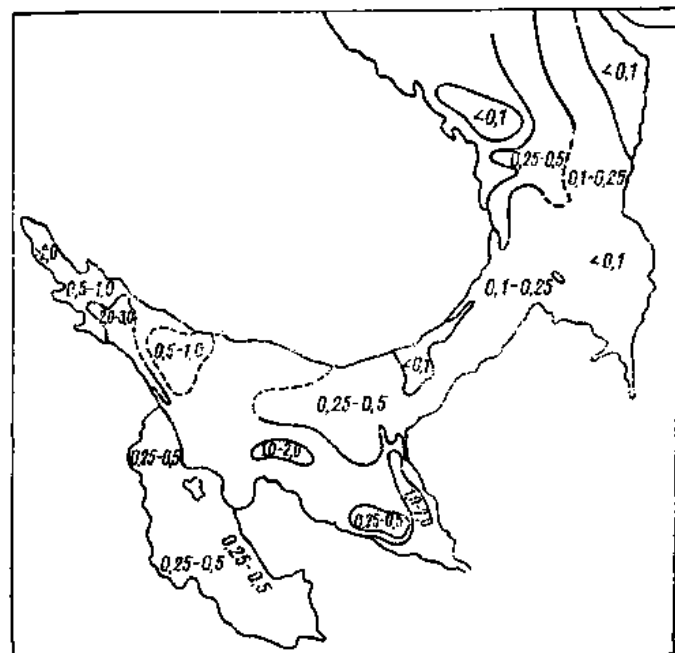


Рис. 6.4. Отношение приливных течений к неперриодическим в Белом море.

В Кандалакшском, Двинском заливах и Бассейне устойчивость течений мала: среднее квадратическое отклонение направлений достигает 60°.

Среднее квадратическое отклонение модуля скорости течений изменяется в Белом море от 2 до 10 см/с, достигая максимальных значений в Онежском заливе. Асимметрия и эксцесс скорости также варьирует в широких пределах: от —0,98 до 0,55 и от —1,47 до 1,8 соответственно. При этом характерно, что эксцесс модуля скорости неперриодических течений имеет для большей части моря отрицательные значения.

С глубиной скорость неперриодических течений, как правило, уменьшается. На глубинах, превышающих 50 м, они едва достигают 5 см/с.

6.3. Квазипостоянные течения Белого моря

Под этим термином будем понимать средние многолетние течения для безледного периода. Такие течения состоят из нескольких составляющих: термохалинных течений, вызванных горизонтальной неоднородностью плотности воды, градиентных течений, обусловленных наклоном среднего уровня из-за стока рек и водообмена с Баренцевым морем, дрейфовых течений, возбуждаемых средним полем ветра и остаточных приливных течений (ОПТ), формирующихся в результате нелинейных искажений приливных движений.

Прежде чем определить вклад каждой из упомянутых составляющих, рассмотрим схему постоянных течений на поверхности Белого моря, построенную в 60-х годах в Архангельской ГМО путем осреднения по водным часам суточных и полусуточных наблюдений (см. рис. 6.2 б).

Согласно этой схеме, в Белом море принято выделять следующие квазипостоянные течения:

Беломорское — начинающееся от м. Зимнегорского и идущее сначала вдоль Зимнего берега до м. Инцы, а далее на север к о. Сосновец и Баренцеву морю. Скорость этого течения в отдельных районах достигает 30 см/с;

Двинское — направляющееся в основном вдоль Зимнего берега в Горло со скоростями 10—15 см/с;

Онежское — выходящее через восточную Соловецкую Салму вдоль Летнего берега в Двинский залив. Скорости здесь достигают 10—20 см/с;

Кандалакшское — выходящее из Кандалакшского залива по направлению к Онежскому заливу и имеющее скорости 5—10 см/с;

Мезенское — выходящее из Мезенского залива вдоль Конушинского берега в Воронку. Скорости в этом течении достигают 50 см/с.

Кроме этих течений выделяют также *Баренцево-морское*, которое несет воды Баренцева моря в Белое и обнаруживается (см. рис. 6.2б) только в северо-западной части Воронки. Скорости этого течения равны 5—10 см/с.

Главной причиной, порождающей эти течения, считается материковый сток в заливы моря.

Квазипостоянные термохалинные течения. Такие течения формируются вертикальным и горизонтальным распределением плотности воды. Для их определения использовалась гидродинамическая модель, в которой в качестве исходных данных фигурируют средние многолетние поля плотности для безледного периода [46]. Обычно предполагается, что такие поля «согласованы» с течениями, вызванными и крупномасштабными атмосферными воздействиями. Однако в приливных морях, таких как Белое, приливное перемешивание вод на порядок превосходит их перемешивание за счет крупномасштабных течений, поэтому можно считать, что средние многолетние поля плотности не содержат информации о ветровых течениях [163].

По результатам моделирования достаточно хорошо прослеживается Беломорское течение на поверхности. У Зимнего берега оно отмечается и на глубине 25—30 м. Менее выражены течения из заливов (рис. 6.5).

Характерная особенность полученной циркуляционной картины заключается в том, что она состоит как бы из отдельных, не связанных друг с другом круговоротов. Так, на входе в Белое море их три: два циклонических, расположенных у м. Канин Нос и Святой Нос и один антициклонический, находящийся между ними. Максимальные скорости течений в них не превышают на поверхности 13 см/с. Эти круговороты прослеживаются до глубины 25 м. Ниже течения направлены от м. Святой Нос в Воронку до м. Городецкий, затем поворачивают к м. Канин Нос, т. е. во всей северной части Воронки наблюдается циклоническая циркуляция. Здесь скорости течения изменяются от 2 до 6 см/с.

Антициклонический вихрь в поле крупномасштабных течений встречается и в районе Кошек, где он охватывает всю толщу воды. Скорости течений на поверхности в нем изменяются от 2—4 см/с на юге, до 8—10 см/с на севере.

Наиболее ярким элементом циркуляционной картины является циклонический круговорот, расположенный в Горле, Двинском заливе и прилегающей к Горлу части Бассейна. Максимальные скорости поверхностных течений в нем отмечаются

в струе Беломорского течения и составляют 10—12 см/с, а минимальные — у Терского берега и на северном выходе из Горла (2—4 см/с). Этот круговорот прослеживается вплоть до придонных горизонтов.

Центральная часть Бассейна охвачена циклоническим круговоротом. Поверхностные течения в нем иногда превышают 15 см/с, а глубинные — 10 см/с.

В целом картина течений, полученная на модели, соответствует наблюдаемой (см. рис. 6.2б).

Квазипостоянные ветровые течения. Считается, что такие течения являются реакцией вод моря на касательное напряжение сезонного (годового) поля ветра. В Белом море динамические процессы имеют существенно нелинейный характер, поэтому, строго говоря, данное допущение некорректно. В этом случае сезонные (годовые) поля течений должны определяться путем временного осреднения, например, месячных, рассчитанных по средним месячным полям ветра на сезон (год). Однако для процессов рассматриваемого временного масштаба влияние нелинейности мало и, в первом приближении, им можно пренебречь. Такое предположение неважно, если при изучении ветровых течений в ряде окружающих морей [196].

В Белом море также происходит нелинейное взаимодействие ветровых и приливных движений. Стандартные методики расчета ветровых течений этого не учитывают [114]. В последние годы были развиты два подхода к расчету ветровых течений с учетом их взаимодействия с приливом. Первый из них заключается в совместном моделировании приливных ветровых течений и последующем осреднении полученного решения за приливной цикл [196]. Во втором способе ветровые течения получаются на специальной модели, учитывающей влияние прилива [188]. В основном это влияние сказывается через увеличение силы донного сопротивления [209] и может быть охарактеризовано простой зависимостью: чем больше приливные течения, тем меньше ветровые. Результаты натурных исследований подтверждают такое заключение [200].

Следует отметить, что при первом подходе результирующее поле течений содержит и так называемые остаточные приливные течения (ОПТ), которые для отдельных районов Белого моря довольно значительны [71]. Следовательно, этот подход не позволяет оценить чисто ветровые течения, поэтому для их получения необходимо привлечь второй способ. Для этого воспользуемся осредненными за приливной период уравнениями мелкой воды, полученными в работе [71], в которых отбросим конвективные ускорения и «приливные напряжения»:

$$\partial U / \partial t - fV - (\tau_x^w + \tau_x^b) / \rho + g \partial z / \partial x = 0; \quad (6.1)$$

$$\partial V / \partial t + fU - (\tau_y^w + \tau_y^b) / \rho + g \partial z / \partial y = 0; \quad (6.2)$$

$$\partial z / \partial t + \partial (hU) / \partial x + \partial (hV) / \partial y = 0, \quad (6.3)$$

где

$$\begin{aligned} \frac{\tau_x^w}{\rho} &= C_D \left\langle \frac{2u^2 + v^2}{(u^2 + v^2)^{1/2} (h + \zeta)} \right\rangle U + \\ &+ C_D \left\langle \frac{uv}{(u^2 + v^2)^{1/2} (h + \zeta)} \right\rangle V; \\ \frac{\tau_y^b}{\rho} &= C_D \left\langle \frac{u^2 + 2v^2}{(u^2 + v^2)^{1/2} (h + \zeta)} \right\rangle V + \\ &+ C_D \left\langle \frac{uv}{(u^2 + v^2)^{1/2} (h + \zeta)} \right\rangle U. \end{aligned}$$

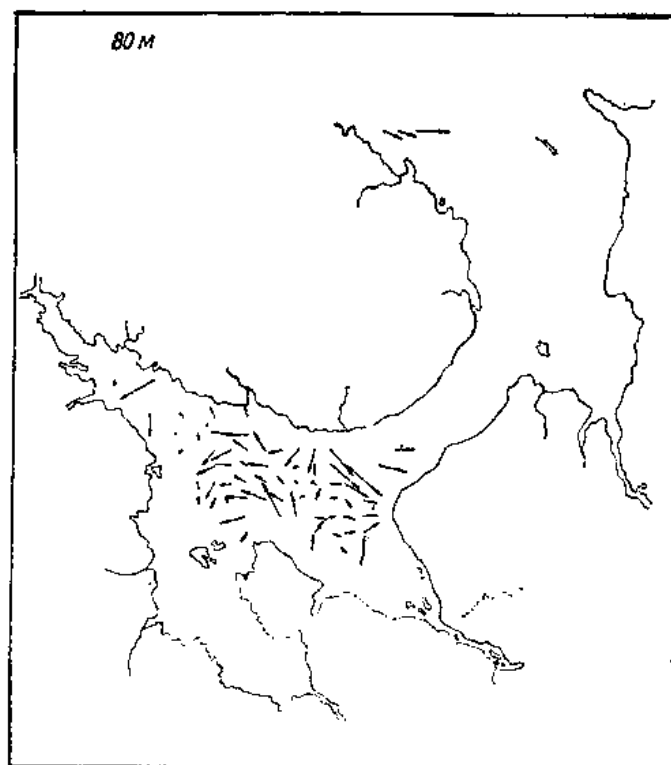
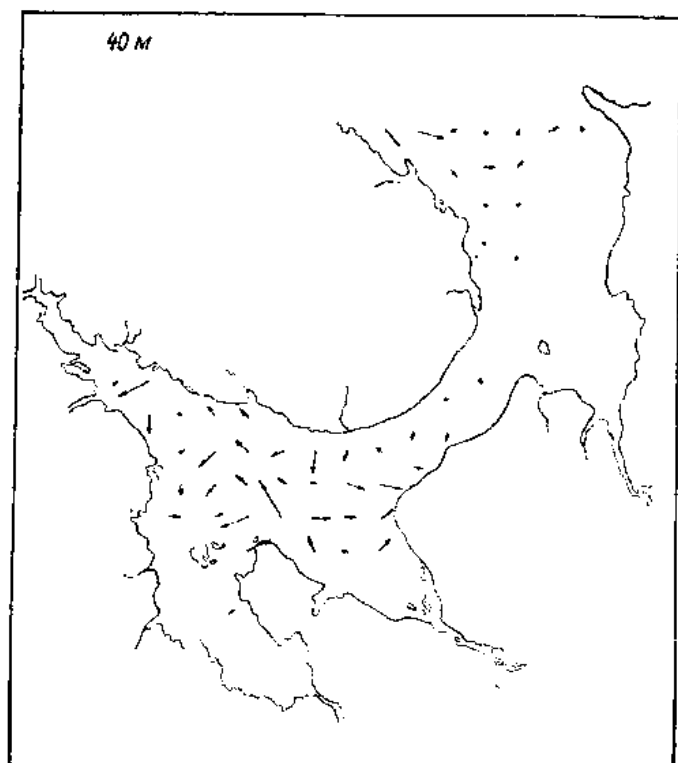
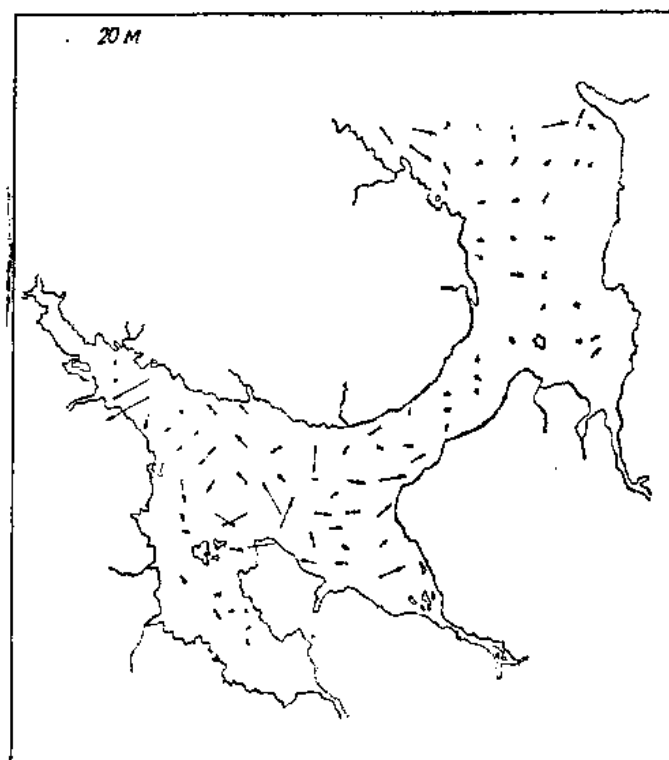
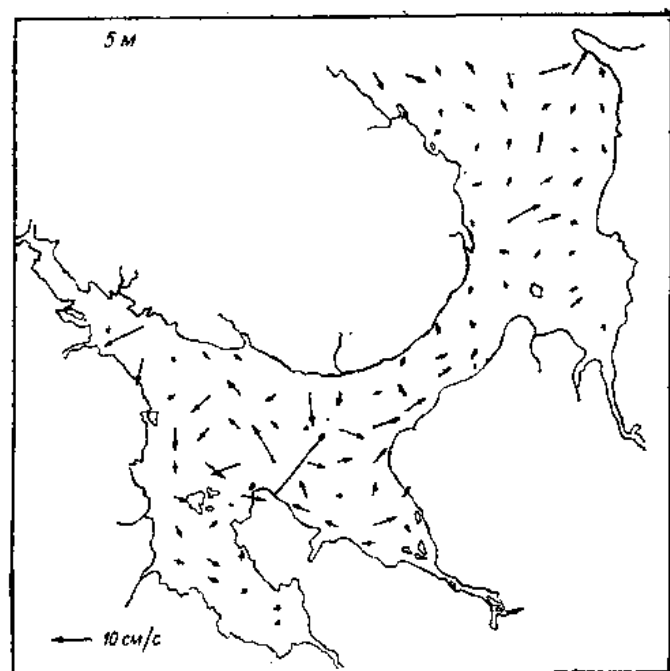


Рис. 6.5. Квазипостоянные термохалинные течения в Белом море по результатам моделирования.

Здесь использованы следующие обозначения: t — время; x, y — правая система координат; U, V — компоненты ветрового течения вдоль осей x, y ; u, v — компоненты приливного течения вдоль осей x, y ; z — ветровое возвышение уровня моря над невозмущенной поверхностью; ξ — приливное возвышение уровня над невозмущенной поверхностью; f — параметр Кориолиса; $\tau_x^w, \tau_y^w, \tau_x^b, \tau_y^b$ — компоненты вдоль осей x, y напряжений ветра и донного сопротивления; C_D — коэффициент донного сопротивления (0,0014), $\langle \rangle$ — осреднение за приливной цикл.

Касательное напряжение ветра обычно определяется с помощью следующей зависимости:

$$\tau_{x(y)}^w = \rho_a C_D^w (W_x^2 + W_y^2)^{1/2} W_{x(y)}^w, \quad (6.4)$$

ρ_a — плотность воздуха; $W_{x(y)}^w$ — компоненты скорости ветра вдоль осей x, y ; C_D^w — коэффициент поверхностного сопротивления.

Поскольку зависимость (6.4) имеет нелинейный характер, величины τ^w , определяемые по средним сезонным полям ветра, будут занижены относительно тех, которые получаются при задании срочных значений скорости ветра в формуле (6.4) и последующем осреднении за сезон τ^w . Это несоответствие можно учесть путем задания увеличенного значения C_D^w , равного $2,9 \cdot 10^{-3}$ относительно рекомендуемых обычно $(1,2-1,4) \cdot 10^{-3}$ [15]. Для средней скорости ветра над Белым морем в безледный период значение τ^w будет тогда равным $1,5 \cdot 10^{-5}$ Н/см². В силу незначительных размеров Белого моря поле τ^w является однородным по пространству.

Таким образом, расчет ветровых течений в Белом море для безледного периода сводится к численному интегрированию уравнений (6.1) — (6.3). Подробно эта процедура описана в гл. 8 настоящей монографии. Здесь же отметим, что приливные колебания уровня и течений, которые входят в выражения для τ^b , предварительно получены по соответствующей модели (см. гл. 8), а в качестве условия на открытой границе модели, проходящей по линии м. Канин Нос — м. Святой Нос, задавалось выражением (8.32).

Из схем средних по вертикали течений для наиболее часто повторяющихся в безледный период ветров северо-западного и юго-западного направлений. Можно видеть, что скорость течения при северо-западном ветре достигает наибольших значений в Онежском заливе (18 см/с) и у Канинского берега (15 см/с) (рис. 6.6). Несколько меньшая скорость течений при юго-западном ветре: до 16 см/с в Двинском заливе и 14 см/с у Канинского берега. Структура течений в обоих случаях весьма сложна и характеризуется наличием большого количества круговоротов, расположенных в основном в Бассейне, Онежском и Двинском заливах. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что при ветрах указанных направлений в районе ст. Кашкаранцы формируется антициклонический вихрь, который может обуславливать наблюдающиеся здесь летом — осенью повышенные значения температуры воды.

Остаточные приливные течения. Под этим термином обычно подразумевают почти стационарные течения, образующиеся в результате нелинейных искажений периодической приливной волны при ее взаимодействии с рельефом дна и очертаниями бе-

регов. Такие течения генерируются отмелями, банками, мысами [202], и могут также самостоятельно

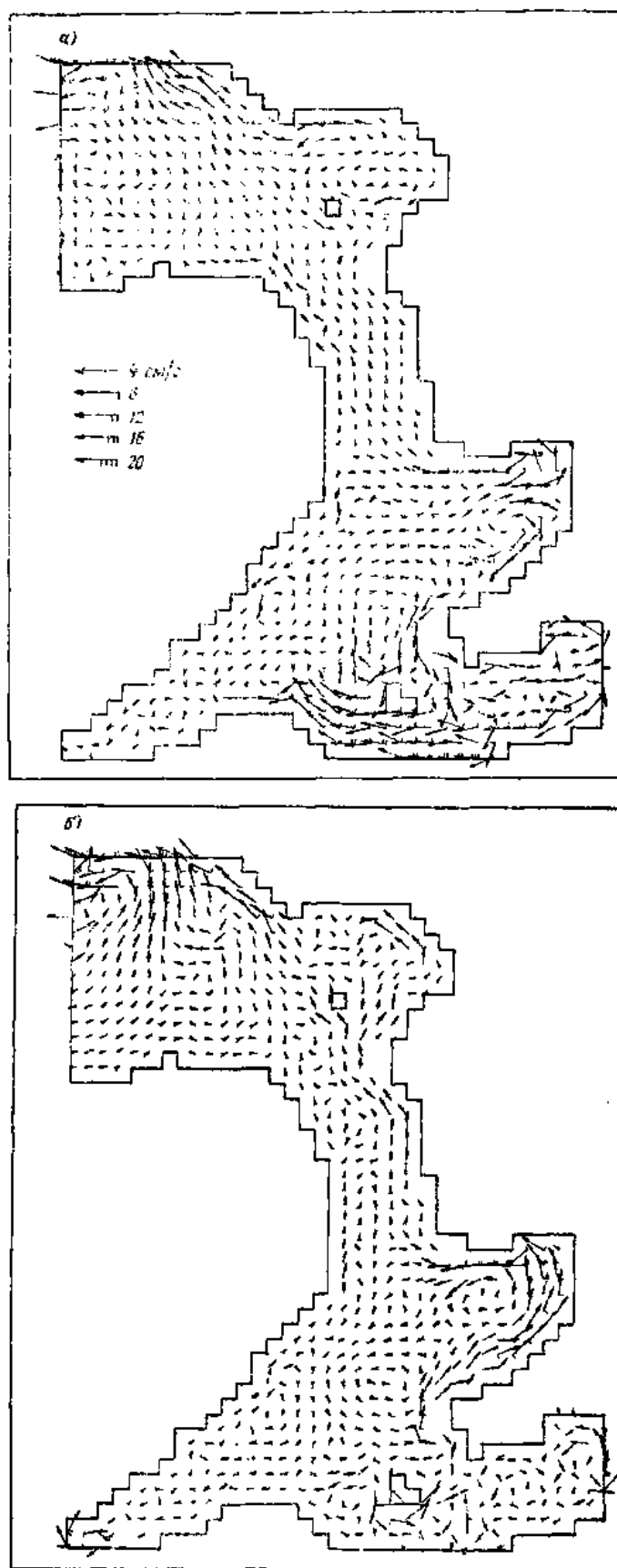


Рис. 6.6. Схемы квазипостоянных ветровых течений для северо-западного (а) и юго-западного (б) направлений ветра.

формировать их [213]. ОПТ зачастую вносят больший вклад в систему крупномасштабных течений, чем ветровые, определяют иногда долговременное

перераспределение субстанций, поскольку, в отличие от ветровых, присутствуют постоянно.

Анализ данных наблюдений за течениями не позволяет надежно отделить ОПТ от других составляющих. Как правило, наличие ОПТ связывают с высокой корреляцией полумесячной изменчивости приливной и неперриодической частей, полученных фильтрацией наблюдений [206], устойчивыми прогрессивными векторными диаграммами неперриодических течений [208]. Установлено, что ОПТ зави-

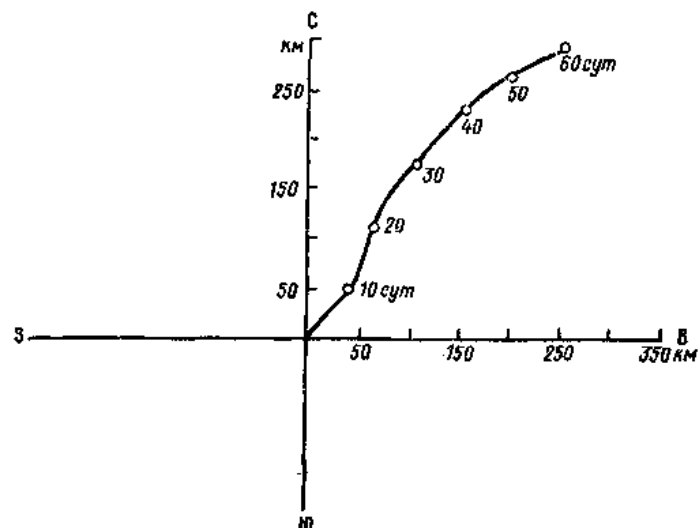


Рис. 6.7. Прогрессивная векторная диаграмма неперриодических течений по 2-месячным наблюдениям у Соловецких островов.

сят от скорости приливных течений [212], поэтому в таких районах, как залив Фанди, где скорость приливных течений весьма велика (до 6 м/с), ОПТ достигают очень больших значений — 1 м/с и более [207].

Некоторое представление о скорости ОПТ в Белом море дает приведенный ранее рис. 6.2 б, на котором представлены неперриодические течения, полученные осреднением за период волны M_2 суточных и полусуточных наблюдений. Анализ наблюдений месячной и полумесячной продолжительности показывает, что в Воронке отмечаются остаточные течения около 12 см/с, на границе Мезенского залива и Воронки — 10 см/с, в Горле — 18 см/с, в Онежском заливе у Соловецких островов — 15 см/с. Из рис. 6.7 видно, что за период наблюдений скорость остаточного течения у Соловецких островов была устойчивой и практически не изменялась по величине и направлению. Это может свидетельствовать о наличии остаточных приливных течений.

Более достоверно ОПТ определяются с помощью гидродинамических моделей. Такие исследования выполнены для ряда морей и их районов [174, 207].

Для Белого моря остаточные приливные течения рассчитаны на модели в работе [71] (рис. 6.8). Наибольшей скорости ОПТ достигают в Воронке у Терского берега — 24 см/с, у о. Моржовец — 16 см/с, в Горле — 12 см/с, у Соловецких островов — 10 см/с. Однако вне этих районов скорости ОПТ значительно ниже. Так, в Воронке они в основном изменяются от 0,2 до 11 см/с, в Мезенском заливе — от 0,9 до 6 см/с, в Горле — от 0,6 до 5 см/с, в Бассейне едва достигают 0,5 см/с, в Онежском заливе — от 0,9 до 7,1 см/с.

Сопоставление картины остаточных приливных течений (рис. 6.8) и неперриодических течений, полученных по наблюдениям (см. рис. 6.2 б), позволяет обнаружить в них много схожих черт. В качестве основных выделим следующие: течения у м. Конушин, направленные из Мезенского залива в Воронку и к Горлу; антициклонический и циклонический круговороты у Лумбовского залива

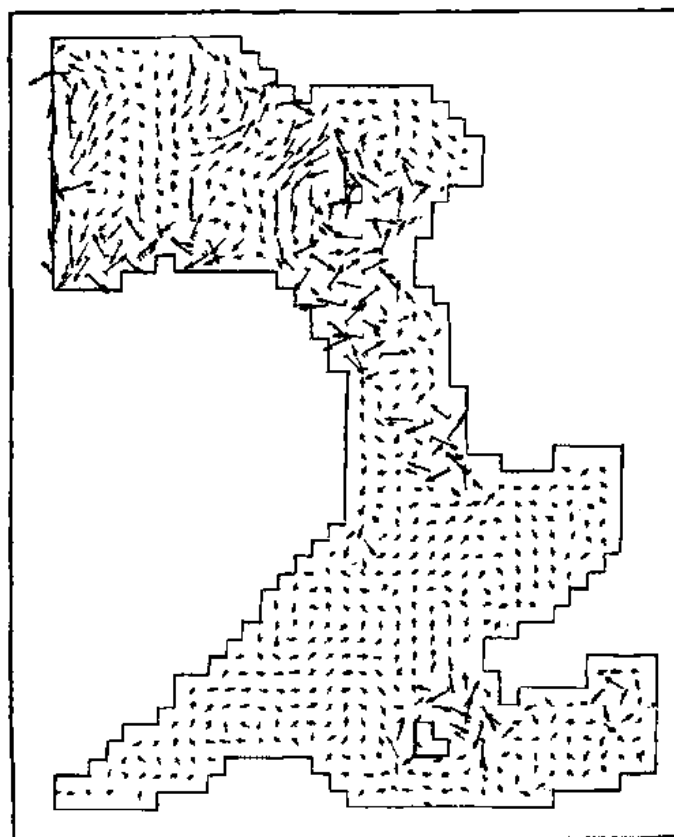


Рис. 6.8. Схема остаточных приливных течений в Белом море. Усл. обозначения см. на рис. 6.6.

с большими скоростями течений; круговороты у о. Сосновец, Инцы, Соловецких островов.

Таким образом, остаточные приливные течения в Белом море превосходят по скорости крупномасштабные ветровые и определяют, в районах со значительными приливными течениями, характер квазипостоянной циркуляции.

Заключая рассмотрение этого вопроса кратко остановимся на результатах, полученных Имасато [180]. В этой работе отвергается само существование ОПТ. Автор исходит из того, что в его численных экспериментах ОПТ, полученные осреднением за приливной цикл приливных течений, были расположены там, где отмечались в отдельные часы приливного цикла нестационарные вихри в поле приливных течений. Поэтому им сделан вывод, что осреднение нестационарного явления дает не физическую реальность, а математическое представление нестационарных вихрей, возникающих в поле приливных течений.

Моделирование приливных течений в Белом море, подробно описанное в гл. 8 настоящей монографии, позволило установить, что в их поле в определенные часы приливного цикла, возникают вихри, которые существуют около одного часа, а затем исчезают и на их месте формируется одно-

направленный приливной поток. Расположение этих вихрей, их структура и скорости течений в них полностью соответствуют полученным остаточным приливному течениям.

Таким образом, или Имасато прав и ОПТ не более чем иллюзия, или эти вихри существуют постоянно (ОПТ есть), но могут проявляться только тогда, когда приливные течения слабы, например во время их смены. Чтобы решить этот вопрос, требуется из результатов моделирования приливных течений получить на каждый час приливного цикла остаточные течения. Если они в течение каждого часа отмечаются и имеют одинаковые скорости, то ОПТ существуют. Нами были подвергнуты фильтрации фильтром Баттерворта ряды приливных течений, рассчитанных по модели. Этот фильтр является исключительно эффективным для подавления приливных колебаний [72]. Результаты показали, что во всех точках моря отмечаются остаточные течения, имеющие в течение всего приливного цикла неизменные скорости, совпадающие с представленными на рис. 6.8. Следовательно, ОПТ — это реальность.

6.4. Сезонная изменчивость течений

Большая изменчивость атмосферных процессов над Белым морем от сезона к сезону предопределяет существенные изменения вертикального и горизонтального распределения плотности вод, что обуславливает сезонную изменчивость крупномасштабных течений. На протяжении большей части года поле плотности формируется в основном полем солёности. Так, влияние температуры на вертикальное распределение плотности во много раз меньше влияния солёности, поскольку с декабря по апрель пределы изменения температуры по вертикали, редко превышающие 2°C , могут изменить плотность не более чем на 0,0002. Только поздней весной и летом влияние температуры сравнивается, а иногда и превосходит влияние солёности. Горизонтальное распределение плотности вод также в основном определяется распределением солёности. Примерно с ноября по апрель имеющиеся различия температуры ($1\text{--}2^{\circ}\text{C}$) могут изменить плотность на 0,0001, что составляет менее 2 % изменений за счет различий в солёности вод открытого моря.

Изучение сезонной изменчивости термохалинной циркуляции выполнено на гидродинамической модели по материалам весенней, летней и осенней съемок 1980 г. [46]. Поскольку поля течений в этом случае самостоятельного интереса не представляют, то они не приводятся.

Результаты моделирования показали, что для весеннего сезона картина циркуляции вод суще-

ственно отличается от схемы циркуляции, полученной в результате расчетов по средним многолетним условиям. Так, в Воронке вместо циклонического круговорота движение вод до горизонта 20 м приобрело антициклонический характер, хотя ниже его осталось в основном без изменений. Плохо прослеживается Беломорское течение, отмечаемое только на поверхности, и наоборот, на горизонтах от 20 м и ниже хорошо прослеживаются достаточно мощные компенсационные течения (до 16 см/с) в Горле и направленные далее в Бассейн. Однако наиболее значительные изменения произошли в Бассейне, где циркуляция приняла ярко выраженный антициклонический характер. Такое изменение прослеживается до горизонтов 100—150 м, ниже которых течения приобретают однонаправленное движение в Кандакшский залив. Скорости течений в Воронке существенно не изменились, но в Бассейне возросли до 25—30 см/с. При этом они весьма существенны и на придонных горизонтах — до 15 см/с.

В летний сезон схема течений близка к средней многолетней. В Воронке наблюдается циклоническая циркуляция. Более существенно по сравнению с многолетней влияние динамики вод Мезенского залива, выразившееся в достаточно сильных (до 5 см/с) выходящих из залива течениях. Возможно, поэтому антициклонический круговорот из района Кошек переместился в Горло, где охватил акваторию от о. Данилов до р. Инцы. В Бассейне сохраняется преобладающий циклонический характер циркуляции, однако теперь от его границы с Кандакшским заливом и до центральной части располагается антициклонический круговорот. Такая структура течений прослеживается вплоть до придонных горизонтов. Необходимо выделить также поверхностное течение, берущее свое начало у Западной Соловецкой Салмы, огибающее с севера Соловецкие острова и направленное в Двинский залив, где оно, резко меняя направление, устремляется к Зимнему берегу. На горизонтах ниже 10 м это течение практически незаметно. Его причиной, по-видимому, является достаточно развитый в этот период года приливной фронт Онежского залива, геострофические течения вдоль которого можно получить с помощью гидродинамического моделирования. Значения скоростей течений в летний и осенний сезоны очень близки к средним многолетним.

В осенний период циркуляция вод Белого моря идентична средней многолетней циркуляции. Исключение составляет антициклонический круговорот в районе Кошек, который в этот период года практически не прослеживается. Скорости рассчитанных течений также находятся в хорошем соответствии со скоростями, полученными по средним многолетним данным.

7. ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ

7.1. Общие сведения

Многие годы наблюдения за волнением в Белом море, как и в других морях, производились с военных, торговых и рыбопромысловых судов и были визуальными. С середины XX в. начали производиться специальные инструментальные или полуприборные наблюдения. В 1933—1934 гг. с целью изучения воздействия прибойных волн на

скалы и гидротехнические сооружения были организованы экспедиционные работы в Кандакшском заливе [18]. К этому же периоду времени относятся наблюдения с Северодвинского маяка [136]. Целью работ было установление количественных зависимостей между элементами волн и ветром. В 50—60-е годы состоялось несколько экспедиций Северного и Мурманского территориальных управлений Гидрометслужбы и Государственного

океанографического института по измерению волн судовыми волнографами. Результаты наблюдений этих экспедиций были использованы при составлении справочных пособий [19, 131]. Наконец, в середине 70-х годов сотрудники Московского университета изучали поведение ветровых волн на слабых приливных течениях в Кандалакшском заливе [64]. Систематические наблюдения за волнами ведутся на береговых и островных станциях, число которых порядка 20. В подавляющем большинстве случаев эти наблюдения визуальные и лишь незначительная их часть производится с помощью волнограф-перспектометра. На большинстве этих станций волны сильно трансформированы мелководьем и рельефом дна, в особенности, когда пункт наблюдений расположен в глубоко вдающейся в сушу бухте.

Этим перечислением исчерпывается весь объем фактических наблюдений за волнением, которыми располагают исследователи в настоящее время по Белому морю. Они несистематичны, неравномерно распределены по акватории и по времени, отмечаются низким качеством (визуальные оценки) и в ряде случаев нерепрезентативны для открытых акваторий (наблюдения береговых и островных гидрометеорологических станций). Понятно, что такие наблюдения совершенно недостаточны для их режимно-климатического обобщения. Поэтому исследования ветрового режима морей в своей основе базируются на расчетных методах, для чего в качестве исходных материалов используют данные о скоростях ветра и синоптические карты.

Первой работой по режиму волнения Белого моря стал справочник Регистра СССР [131]. Сведения, содержащиеся в этом справочнике, получены в результате статистического анализа результатов многолетних судовых наблюдений. Сведения о сильном волнении и максимальных значениях элементов волн получены в основном расчетным путем, а режимно-климатические характеристики волнения могут служить только для удовлетворения общих запросов мореплавания. В середине 60-х годов был опубликован атлас [7], в основу которого легли результаты обработки 10-летнего (1951—1960) архива синоптических карт. В изданном в 1974 г. втором издании справочника Регистра СССР [19] сведения о волнах при некотором их уточнении мало отличаются от приведенных в работе [131] и также служат целям удовлетворения общих запросов мореплавания. В заключение упомянем об описаниях единичных, особенно сильных, штормов, имевших место в Белом море [24, 73, 137]. Хотя в этих работах и не приводятся количественные оценки волнения, об истинной силе штормовых волн можно судить по описанию разрушительного воздействия волн на объекты, расположенные на мелководье и в прибойной зоне. Авторы этих работ описывают синоптическую обстановку, сопутствующую штормам, что было использовано ниже при моделировании экстремальных штормов над морем.

7.2. Районирование моря

Районирование морей имеет целью выделение однородных участков, параметры ветра и волн в пределах которых статистически мало различаются на больших отрезках времени (т. е. в климатическом плане). Параметры волн зависят от мно-

гих волнообразующих факторов: скорости и направления ветра, времени его действия, разгона, конфигурации берегов, стратификации воды и воздуха, наличия течений, рельефа дна и т. д. Скорость ветра (в режимно-климатическом плане) в свою очередь зависит от интенсивности анимобарических процессов в атмосфере и характера подстилающей поверхности. Белое море своими заливами глубоко вдается в сушу и по изрезанности береговой черты вообще не имеет аналогов среди морей СССР. Вышеуказанные, окружающие море, не препятствуют

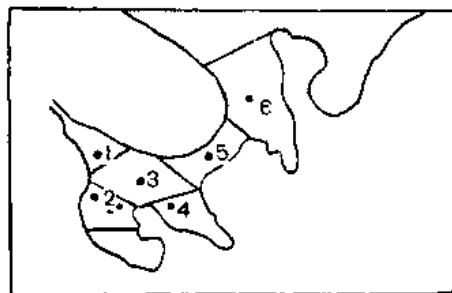


Рис. 7.1. Схема расчетных точек и границы районов.

ветрам проникать на его акваторию, но могут влиять на направление ветра. Сильная морфометрическая неоднородность Белого моря — наличие четырех крупных заливов и резких свалов глубин на границе с Баренцевым морем, а также между Бассейном и Горлом, Бассейном и Онежским заливом — благоприятствуют естественному формированию региональных особенностей гидрометеорологического режима. Названные причины способствуют установлению местных различий в циркуляции атмосферы и течений в разных районах моря. Разделение моря на районы проводилось с учетом всех изложенных факторов и обстоятельств. Использование математических методов (кластерный анализ) не дает никаких преимуществ по сравнению с качественным подходом: границы выделенных районов в обоих случаях практически совпадают [35].

Расчет ветра и волн осуществляется для однородных в синоптическом отношении районов, в пределах каждого из которых при каждой из рассматриваемых синоптических ситуаций направление и скорость ветра варьирует в небольших пределах, а стратификация атмосферы и течения мало меняются по пространству. В окончательном виде границы этих районов однородности корректируются путем просмотра всех типов ветровой обстановки, полученных в результате анализа всех карт, используемого синоптического архива. Размеры районов должны быть в определенном смысле оптимальными — с одной стороны, достаточно большими, чтобы не пришлось выполнять большой объем расчетных работ, и, с другой стороны, достаточно малыми, чтобы в их пределах, как отмечено выше, поля ветра и других гидрометеорологических элементов были примерно однородными.

Выделено шесть районов (рис. 7.1). Их границы следует понимать как полосы, ширина которых может при сильных ветрах достигать 10—12 миль. Из рассмотрения исключена большая часть Онежского залива, характеризующаяся большим количеством островов и обширным мелководьем. В пределах района скорость ветра меняется не более

чем на 4—5 м/с, а его направление — не более чем на 20—25°. Внутри каждого района выбиралась только одна расчетная точка для условий глубокой воды. Имеющийся опыт районирования океанов и морей свидетельствует, что удачно выбранная точка достаточно полно характеризует глубоководную часть района. Деление акваторий на подрайоны не оправдало себя, так как параметры ветровых волн в режимном плане, как правило, оказываются близкими между собой и выделенные участки объединяются [92]. Основным волнообразующим параметром, который учитывался при выборе расчетной точки, взят разгон, поскольку при одинаковых ветровых условиях на относительно небольших акваториях он, после скорости ветра, будет вторым по значимости волнообразующим фактором. Поэтому положение расчетных точек в ряде случаев не совпадает с центрами районов. Следует отметить, что все дальнейшие расчеты выполнялись с учетом пространственного распределения скорости и направления ветра, и разгон здесь служил только для выбора положения расчетной точки.

7.3. Режим ветра и волнения

Наибольшее распространение в прикладных исследованиях получил метод расчета полей ветра по полям давления. Методическим руководством [92] рекомендуется на первом этапе проводить типизацию полей давления. В качестве критерия выбрана скорость ветра. В результате типизации архив разбивается на несколько групп. В пределах одной группы скорость ветра меняется не более чем на 5 м/с, а направление — на $\pm 22,5^\circ$. Для получения типовых карт поля можно осреднить в пределах каждой группы. Однако при таком подходе размываются градиенты давления, поэтому типовые карты лучше получать методом выборки: из пакета карт, относящихся к данной группе, выбирается наиболее характерная карта. Но построение полей ветра по типизированным полям давления имеет тот существенный недостаток, что при этом сильно «сглаживаются» ветровые условия волнообразования. Например, в одну группу попадает ветер, дующий строго с востока (90°) и дующий с направлением 110° . Для точки 1 это дает разницу в разгонах более чем в 2 раза. Поэтому в данной работе типизация полей атмосферного давления не проводилась, а поля ветра строились по реальным синоптическим ситуациям.

Расчет параметров ветра (скорости и направления) велся по методу А. И. Соркиной. Скорость ветра находят по расстоянию между изобарами, кривизне изобар, стратификации атмосферы и широте места. Угол отклонения ветра от направления изобар принят равным в среднем 10° , а само отклонение направлено в сторону меньшего давления. Количество точек, в которых рассчитывались параметры ветра, и их плотность зависят от сложности барического рельефа и густоты изобар. Для акватории моря в зависимости от синоптической ситуации число точек колебалось от 20 до 40.

Расчет параметров волнения осуществлялся по полям ветра согласно рекомендациям Руководства [92]. В его основу положены зависимости:

$$\bar{h} = 0,0091 V^{1/3} x^{1/3}, \quad (7.1)$$

$$\bar{\tau} = 7,5 \bar{h}^{3/2} V_T^{1/2}, \quad (7.2)$$

$$\bar{\lambda} = 1,56 \bar{\tau}^2, \quad (7.3)$$

где $\bar{h}$ — средняя высота волн, м; V — скорость ветра (м/с), постоянная на разгоне x (км); V_T — скорость ветра в расчетной точке; τ — средний период волн, с; λ — средняя длина волн, м.

Средняя высота, длина и период волн в точке рассчитываются с учетом сложного контура берега и углового распределения энергии. Такой прием называют расчетом «по замороженной карте».

Режимно-климатическое обобщение характеристик ветра и волн произведено путем анализа

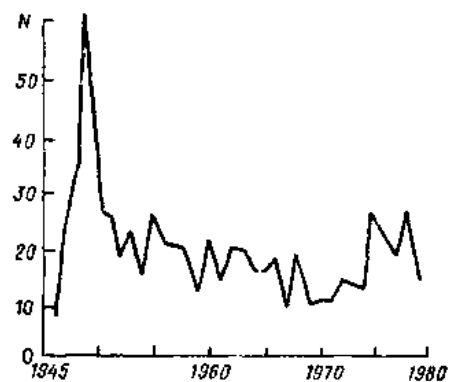


Рис. 7.2. Распределение штормов по годам.

N — число штормов.

штормовых выборок. Под штормом здесь понимается такая синоптическая ситуация, при которой ветер имеет скорость более 10 м/с. Из архива кольцевых карт за безледный период были отобраны для основных синоптических сроков поля давления, соответствующие штормовым скоростям ветра. По средним многолетним данным в Белом море безледный период длится с мая по декабрь. Основные синоптические сроки — 0, 6, 12 и 18 ч — выбраны для сохранения однородности рядов, так как в разные годы проводилось от 4 до 8 наблюдений в сутки.

Рассмотрим режим штормовых ветров [66]. За весь исследуемый период (1945—1979) в Белом море наблюдался 671 шторм. Средняя продолжительность одного шторма около 10 ч. Такая небольшая средняя длительность шторма объясняется относительно малыми географическими размерами акватории Белого моря, вследствие чего барические образования его быстро пересекают. Количество штормов неравномерно распределено по годам (рис. 7.2). Наибольшее количество штормов (61) отмечено в 1949 г. В остальные годы их число колебалось в пределах 8—27. Прослеживается такая закономерность: количество штормов обратно пропорционально их длительности. Штормы 6- и 12-часовые преобладали в конце 40-х годов, а более длительные (не менее 18 ч) — в конце 50-х — начале 60-х годов. Средняя длительность шторма в эти периоды составляли 8,9 и 10,6 ч соответственно. Такие закономерности в распределении штормовой активности связаны, по-видимому, с глобальными процессами в атмосфере. Количество штормов неравномерно распределено также и по сезонам (табл. 7.1). В приведенных таблицах за 100 % принято общее количество штормов, наблюдавшихся в одном районе. Вероятность встречи шторма в осенне-зимний период в 4—5 раз выше, чем в весенне-летний. Весной и летом преобладают сильные ветры северо-восточного направления, а осенью и

Таблица 7.1

Повторяемость штормовых ветров по районам моря, %

Направ- ление	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Район 1								
V = 10 ... 15 м/с								
C	0,31	—	—	—	0,31	0,62	1,71	2,02
CB	0,31	0,31	—	—	0,93	2,02	1,87	7,63
B	0,16	0,62	0,31	0,16	1,40	2,18	4,36	4,67
ЮВ	0,62	1,09	0,31	—	1,87	5,14	4,21	2,34
Ю	0,16	0,47	0,62	0,47	2,18	3,58	1,09	1,25
ЮЗ	1,09	0,31	0,16	0,93	0,62	0,93	—	1,25
З	0,62	0,16	0,47	—	0,47	1,40	0,16	0,47
СЗ	—	0,16	—	—	—	0,31	0,47	0,93
V = 16 ... 20 м/с								
C	—	—	—	—	0,16	—	0,47	0,16
CB	—	—	—	—	0,16	0,31	2,18	1,71
B	—	0,16	—	—	0,16	1,71	1,25	2,02
ЮВ	0,16	—	0,16	0,31	0,78	2,02	1,40	0,78
Ю	—	—	0,16	0,16	0,16	0,62	0,93	1,40
ЮЗ	0,31	—	0,16	0,47	—	0,78	0,31	0,16
З	0,78	0,31	0,16	0,62	1,09	0,47	0,31	0,16
СЗ	—	—	—	—	0,16	0,16	0,16	0,16
V = 21 ... 25 м/с								
C	—	—	—	—	—	—	—	0,47
CB	—	—	—	—	—	0,16	—	0,16
B	—	—	—	—	—	0,16	—	0,16
ЮВ	—	0,16	—	—	—	0,16	0,16	—
Ю	—	—	—	—	—	0,47	—	—
ЮЗ	—	0,16	—	—	—	0,16	0,31	0,16
З	—	—	—	—	0,16	0,16	0,16	—
СЗ	—	—	—	—	—	—	—	—
V > 25 м/с								
C	—	—	—	—	—	—	0,16	—
CB	—	—	—	—	—	—	—	0,16
B	—	—	—	—	—	—	0,16	—
ЮВ	—	—	—	—	—	0,31	—	0,16
Ю	—	—	—	—	—	0,16	0,16	—
ЮЗ	—	—	—	—	—	0,16	—	—
З	—	—	—	0,16	0,16	0,31	0,16	0,16
СЗ	—	—	—	—	—	—	—	—
Район 2								
V = 10 ... 15 м/с								
C	—	—	—	—	0,15	0,31	1,23	0,77
CB	0,46	—	—	—	0,93	2,78	3,70	5,09
B	—	0,31	0,15	—	2,16	4,48	4,17	5,71
ЮВ	0,46	0,15	0,62	—	1,70	4,78	3,09	1,39
Ю	0,15	0,62	0,77	0,93	1,70	2,62	1,23	2,01
ЮЗ	0,31	0,31	0,46	0,77	0,31	0,98	0,15	1,23
З	0,62	0,46	0,31	0,15	0,46	0,77	0,15	0,93
СЗ	—	—	—	—	—	0,31	0,62	—
V = 16 ... 20 м/с								
C	—	—	—	—	0,15	0,15	0,15	0,46
CB	—	—	—	—	0,15	0,93	0,77	2,93
B	—	0,15	0,15	—	0,62	1,85	2,01	3,24
ЮВ	—	0,15	—	—	0,15	1,54	0,93	1,54
Ю	0,15	—	0,15	0,15	0,31	0,62	1,08	0,62
ЮЗ	0,77	—	—	0,46	0,62	0,62	0,15	0,46
З	0,46	0,31	—	0,31	0,31	0,62	0,46	0,15
СЗ	—	—	—	—	0,15	—	0,46	0,15
V = 21 ... 25 м/с								
C	—	—	—	—	—	—	—	0,15
CB	—	—	—	—	—	—	0,15	0,15
B	—	—	—	—	—	0,31	—	0,31
ЮВ	0,15	—	—	—	—	0,62	0,62	—
Ю	—	0,15	—	—	0,15	0,15	—	0,15
ЮЗ	0,15	—	—	0,15	0,41	0,46	—	0,31
З	—	—	—	—	0,15	—	—	—
СЗ	—	—	—	—	0,15	—	—	—
V > 25 м/с								
C	—	—	—	—	—	—	0,31	0,15
CB	—	—	—	—	—	0,15	—	0,46
B	—	—	—	—	—	0,15	—	0,46

Направ- ление	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Район 3								
ЮВ	—	—	—	—	—	0,15	—	—
Ю	0,15	—	—	—	—	0,31	0,15	—
ЮЗ	0,15	—	—	0,15	—	—	0,15	—
З	—	—	—	—	—	—	—	—
СЗ	—	—	—	—	—	0,15	—	—
V = 10 ... 15 м/с								
C	0,13	—	—	—	0,39	0,52	1,57	1,45
CB	—	0,39	0,13	—	0,92	3,41	3,67	3,80
B	0,13	0,92	0,13	0,13	0,92	4,59	4,98	5,50
ЮВ	0,52	0,39	0,52	0,26	2,49	3,80	2,23	1,44
Ю	0,39	0,52	0,39	1,18	1,57	3,15	1,05	1,44
ЮЗ	0,13	0,26	0,26	—	0,13	0,92	0,26	1,05
З	0,52	0,13	0,26	0,26	0,52	0,52	0,13	0,52
СЗ	0,13	0,13	—	0,13	—	0,13	0,26	0,52
V = 16 ... 20 м/с								
C	—	—	—	—	0,26	0,66	1,44	2,23
CB	—	0,13	0,13	—	0,39	0,66	0,52	4,06
B	—	0,26	—	—	0,66	1,31	1,31	1,44
ЮВ	0,13	—	0,13	—	0,39	1,70	0,92	1,18
Ю	—	0,13	0,26	0,26	0,52	1,70	0,39	0,92
ЮЗ	0,39	—	—	0,39	0,52	0,39	—	0,66
З	0,39	0,13	0,13	0,39	0,79	0,52	0,39	—
СЗ	—	—	—	—	—	0,13	0,13	0,66
V = 21 ... 25 м/с								
C	—	—	—	—	—	0,13	—	0,26
CB	—	0,13	—	—	—	—	0,13	0,52
B	—	0,13	—	—	—	0,13	0,13	0,39
ЮВ	—	—	—	—	—	0,26	0,52	0,26
Ю	—	—	0,13	—	0,39	0,52	0,39	—
ЮЗ	—	—	—	0,26	—	—	—	—
З	0,26	—	—	—	—	—	—	—
СЗ	—	—	—	—	—	—	—	—
V > 25 м/с								
C	—	—	—	—	—	—	—	—
CB	—	—	—	—	—	—	—	0,13
B	—	—	—	—	—	0,13	—	0,13
ЮВ	—	—	0,13	—	—	0,39	0,13	—
Ю	—	—	0,13	—	—	0,26	—	0,13
ЮЗ	—	—	—	0,13	—	0,26	—	0,13
З	—	—	—	—	—	0,26	—	0,13
СЗ	—	—	—	—	—	—	0,13	—
Район 4								
V = 10 ... 15 м/с								
C	0,25	—	—	—	0,38	0,75	1,13	0,38
CB	—	0,38	0,50	—	0,50	2,89	3,64	4,27
B	0,25	0,38	—	0,38	1,38	3,64	3,76	4,64
ЮВ	0,50	0,38	0,75	0,38	2,51	3,76	3,26	2,13
Ю	0,38	0,25	0,25	0,75	1,38	2,76	1,13	1,00
ЮЗ	—	0,25	0,13	0,38	0,50	1,00	0,13	1,25
З	0,13	0,25	0,38	0,25	0,50	0,63	0,25	0,25
СЗ	0,13	—	—	—	0,25	0,25	0,13	0,63
V = 16 ... 20 м/с								
C	—	—	—	0,13	0,13	0,50	0,63	1,38
CB	—	0,13	—	—	0,63	1,13	0,88	5,27
B	0,13	0,63	—	—	0,75	2,13	2,38	1,51
ЮВ	—	—	0,25	—	0,38	1,25	0,75	1,25
Ю	—	—	0,13	0,13	0,38	1,76	0,50	0,88
ЮЗ	0,25	—	—	0,13	0,38	0,25	0,13	0,25
З	0,63	0,13	—	0,13	—	0,38	0,25	—
СЗ	—	—	0,13	—	0,13	—	0,25	0,25
V = 21 ... 25 м/с								
C	—	—	—	—	—	0,25	—	0,50
CB	—	—	—	—	—	0,13	0,50	0,88
B	—	—	—	—	—	0,50	0,38	0,38
ЮВ	—	—	—	—	—	0,25	0,38	0,13
Ю	—	—	0,13	—	0,38	0,50	—	0,25
ЮЗ	0,38	—	—	0,13	—	0,25	—	0,13
З	—	—	—	—	0,13	—	—	—
СЗ	—	—	—	—	—	—	0,13	—
V > 25 м/с								
C	—	0,13	—	—	—	0,25	—	—
CB	—	—	—	—	—	0,13	0,38	0,88

Направление	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
В	—	—	—	—	—	0,38	—	0,25
ЮВ	—	0,25	—	—	—	0,63	—	—
Ю	—	—	—	—	—	0,38	0,13	0,13
ЮЗ	0,13	—	—	—	—	—	—	—
З	0,13	—	—	—	0,13	—	—	—
СЗ	—	—	—	—	—	—	0,13	—

Район 5

$V = 10 \dots 15 \text{ м/с}$

С	0,12	—	—	—	0,49	1,34	0,49	0,73
СВ	0,12	0,37	0,12	0,12	0,97	3,41	3,53	4,14
В	0,49	0,37	0,12	0,24	1,10	3,29	3,04	3,53
ЮВ	0,49	0,85	0,73	1,10	2,07	3,78	3,41	1,10
Ю	0,24	0,37	0,12	0,24	0,73	2,07	0,73	0,97
ЮЗ	0,24	0,24	—	0,24	0,49	0,97	0,49	0,73
З	0,61	0,12	0,24	0,24	0,49	0,73	0,24	0,24
СЗ	—	0,12	—	0,12	0,12	0,12	0,85	0,61

$V = 16 \dots 20 \text{ м/с}$

С	—	—	—	—	0,12	0,12	0,85	0,97
СВ	—	0,12	0,12	0,12	0,49	1,22	1,10	4,63
В	—	—	—	—	0,73	1,58	1,83	2,31
ЮВ	—	0,12	—	0,12	0,73	2,44	1,34	1,58
Ю	—	0,12	0,12	0,37	0,61	1,34	0,97	0,85
ЮЗ	0,49	0,24	0,12	—	0,24	0,73	0,12	0,49
З	0,49	0,12	—	0,49	0,12	0,24	0,24	0,37
СЗ	—	—	—	—	0,12	0,12	0,24	0,61

$V = 21 \dots 25 \text{ м/с}$

С	—	—	—	—	—	0,12	0,12	0,49
СВ	—	—	—	—	0,12	0,12	0,24	0,24
В	—	—	—	—	0,24	0,37	0,12	0,49
ЮВ	0,12	0,12	—	—	0,24	0,37	0,12	0,37
Ю	—	—	0,12	0,12	0,24	0,37	0,12	0,37
ЮЗ	—	—	—	0,12	0,12	0,12	—	0,12
З	0,12	—	—	—	0,12	—	0,12	—
СЗ	—	—	—	—	—	—	0,12	—

$V > 25 \text{ м/с}$

С	—	0,12	—	—	—	0,12	0,12	0,24
СВ	0,12	—	—	—	0,12	0,37	0,20	0,61
В	—	0,12	—	—	—	0,12	—	0,24
ЮВ	0,12	—	0,12	—	0,12	0,12	0,24	0,12
Ю	—	—	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	—
ЮЗ	—	—	—	0,12	0,12	0,12	—	0,24
З	—	—	—	—	—	—	—	0,12
СЗ	—	—	—	—	—	—	0,12	—

Направление	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
-------------	---	----	-----	------	----	---	----	-----

Район 6

$V = 10 \dots 15 \text{ м/с}$

С	—	0,11	0,11	—	0,22	1,52	1,09	1,20
СВ	0,11	0,22	0,22	0,11	1,63	3,26	2,93	2,83
В	0,22	0,33	—	0,22	0,98	2,83	2,17	2,28
ЮВ	0,54	0,22	0,11	0,22	1,52	1,96	1,52	0,98
Ю	0,33	0,43	0,11	0,22	0,98	1,41	0,33	1,09
ЮЗ	0,22	0,22	0,22	0,33	0,33	0,87	0,33	0,43
З	0,87	0,11	0,43	0,33	1,30	0,54	0,43	0,43
СЗ	—	0,11	—	—	0,43	0,33	0,33	0,43

$V = 16 \dots 20 \text{ м/с}$

С	—	—	—	—	0,22	0,33	1,30	2,17
СВ	—	0,33	—	—	0,65	1,96	1,52	4,89
В	0,11	0,43	0,11	—	1,52	1,52	1,63	2,50
ЮВ	0,22	0,22	0,22	0,22	0,98	2,17	1,41	0,65
Ю	—	0,54	0,33	0,33	0,98	1,63	0,98	0,54
ЮЗ	0,33	0,22	0,11	0,11	0,22	0,33	—	0,76
З	0,33	0,22	0,11	0,33	0,11	0,33	0,22	0,33
СЗ	—	—	—	0,33	0,22	0,43	0,43	0,33

$V = 21 \dots 25 \text{ м/с}$

С	0,22	—	—	—	—	—	0,22	0,33
СВ	—	—	—	—	0,22	0,54	0,54	0,87
В	—	0,11	—	0,11	—	0,43	0,43	0,54
ЮВ	—	0,11	0,11	0,22	0,22	0,22	0,43	0,11
Ю	0,11	—	—	0,11	0,11	0,11	0,22	—
ЮЗ	—	—	—	0,22	0,11	0,22	—	—
З	0,11	—	—	0,11	0,11	0,33	0,11	0,22
СЗ	—	—	—	—	—	—	0,11	—

$V > 25 \text{ м/с}$

С	—	0,11	—	—	0,11	0,22	0,11	0,43
СВ	—	—	—	—	—	0,22	—	0,65
В	—	0,22	—	—	—	0,54	0,54	0,54
ЮВ	—	0,22	—	0,11	0,11	0,43	0,33	0,43
Ю	—	—	0,11	0,11	0,11	0,33	0,11	0,33
ЮЗ	—	—	0,11	0,11	0,22	0,22	0,11	—
З	—	—	0,22	0,11	—	0,11	—	0,11
СЗ	—	—	—	—	—	—	—	—

зимой — юго-западного. Очень сильные ветры ($V > 20$ м/с) в районах 3 и 4 наиболее часто встречаются в октябре; в остальных районах моря — в декабре. Для них преобладающими направлениями будут северо-западное и юго-западное.

Поля волнения в Белом море неоднородны, и каждый район характеризуется некоторыми региональными особенностями. В Кандалакшском заливе наиболее сильное волнение наблюдается при восточных и северо-западных ветрах. Глубокой осенью и в начале зимы значительное волнение может развиваться с западного и северо-западного направлений. Кандалакшский залив является наименее штормовым районом моря. В Соловецком районе наиболее сильное волнение вызывается как в весенне-летний сезон, так и в осенне-зимний ветрами северной части горизонта: северо-западными, северо-восточными и северными. В этом районе волнообразование очень сложное в связи с наличием Соловецкого архипелага, который экранирует волнение южного и юго-восточного направлений и препятствует проникновению в Онежский залив волн открытого моря при ветрах северных направлений. В Бассейне наиболее интенсивное волнение вызывают юго-западные, западные и северо-западные ветры. Однако наиболее высокие волны развиваются при северных ветрах. Их средняя высота может превысить 4 м. Летом наиболее волноопасен восточный ветер. В Двинском заливе в весенне-летний сезон наиболее сильное волнение вызывают северо-восточные, а в осенне-зимний — западные и юго-западные ветры. Однако это относится в основном к самой морской акватории залива. В глубине залива как осенью, так и летом наиболее волноопасны северо-западные ветры. В Горле наиболее сильное волнение развивается при юго-западных ветрах. В летние месяцы в этом районе наиболее опасен ветер, дующий строго с севера. Наименее волноопасны восточные и юго-восточные ветры. В Воронке в течение года наиболее волноопасным направлением является северо-западное, а наименее волноопасные направления — восточных румбов. Воронка — наиболее штормовой район Белого моря, так как через открытую северную границу в него приходят волны из Баренцева моря.

Режимно-климатические функции распределения параметров волнения и модуля скорости ветра построены по обычным правилам, принятым в математической статистике. Штормовые выборки представляются как часть полных выборок, которые можно было бы получить, если рассчитать скорость ветра, высоты, длины и периоды волн во все основные синоптические сроки за весь рассматриваемый многолетний период. При составлении «штормового» вариационного ряда получают верхнюю часть общей выборки за вычетом членов, соответствующих меньшим значениям параметров волн и скоростей ветра. При построении гистограмм частоты подсчитывались по формуле

$$P_i = n_i/N, \quad (7.4)$$

где n_i — число величин, попавших в i -ю градацию; N — длина ряда.

В нашем случае длина ряда равна

$$N = Rkm, \quad (7.5)$$

где R — число лет; k — длительность безледного периода, сут; m — количество синоптических сроков в сутках.

Для Белого моря $N = 35 \cdot 240 \cdot 4 = 33\,600$. Поскольку выборки усечены снизу, то нагруженными оказались лишь правые части гистограмм, соответствующие большим градациям. Поэтому усеченными оказались и функции распределения, рассчитанные как накопленные частоты.

В большинстве случаев скорость ветра аппроксимируют законами распределения Вейбулла (7.6), Фреше (7.7) или их склейкой [34, 67, 92, 118 и др.]:

$$F(x) = \exp\{-A(x/x_{0.5})^{\gamma}\}; \quad (7.6)$$

$$F(x) = \exp\{-A(x/x_{0.5})^{-\gamma}\}, \quad (7.7)$$

где $A = \ln 2 = 0,693$; $x_{0.5}$ — медианное значение элемента.

Высоты волн аппроксимируют главным образом распределением Вейбулла (7.6) и лог-нормальным (7.8), а также их склейкой [34, 35, 90, 92, 118 и др.]:

$$F(z) = \frac{1}{\sigma_z \sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^z \exp\left[-\frac{(za_z)^2}{2\sigma_z^2}\right] dz, \quad (7.8)$$

где $z = \ln h$; $a_z = \ln h$ — среднее значение логарифмов высот волн h ; σ_z — среднее квадратическое отклонение логарифмов высот волн. Параметры лог-нормального распределения могут быть выражены через параметры распределения Вейбулла [34].

В последние годы для изучения океанологических процессов успешно применяется асимптотическая теория экстремальных величин. Так, максимальные высоты волн (выборки, составленные из годовых или месячных экстремумов) можно аппроксимировать тремя предельными распределениями, в том числе распределением Гумбеля (двойным экспоненциальным) [35, 90, 179 и др.]:

$$F(h) = \exp(-\exp(-y)), \quad (7.9)$$

где

$$y = \alpha(h - u); \quad (7.10)$$

$$u = \sum_N h/N - A/\alpha; \quad (7.11)$$

$$\alpha = B/\sigma_h. \quad (7.12)$$

Константы A и B зависят от длины ряда N и содержатся в таблицах [179]; σ_h — среднее квадратическое отклонение высот.

Распределение типа (7.9) получается также при исходном распределении всего ряда (7.6) [88]. Если в нестационарной выборке высоты волн независимы, то функция распределения максимальных высот описывается выражением

$$\Phi_m(h) = 1 - [1 - \Phi(h)]^N, \quad (7.13)$$

где $\Phi(h)$ — функция распределения элементов всего ряда; N — длина ряда.

При подстановке выражения (7.6) в (7.13) получаем двойную экспоненциальную функцию. Распределение волновых периодов обычно аппроксимируют законом Вейбулла (7.6) [34, 35 и др.].

Числовые характеристики законов распределения можно найти методами квантилей, наибольшего правдоподобия, наименьших квадратов и т. д. При исследовании рядов конечной длины все они дают результат одинаковой точности [148] — в пределах 10—15 %. В настоящей работе выборки в большинстве своем анализировались графическим методом на функциональных сетках (клетчатках

вероятностей). Использование функциональных сеток в качестве критерия согласия (метод «спрямленных диаграмм») имеет то преимущество, что накладывает менее строгие ограничения на элементы выборки по сравнению с другими критериями согласия. Например, не накладываются ограничения на независимость элементов выборки. Эмпирические функции распределения параметров волн и модуля скорости ветра аппроксимированы распределением Вейбулла (рис. 7.3). Использование усеченных вы-

ее график в области малых значений высот волн. Оценки функции $F(\bar{h})$ в области обеспеченностей менее 1 % (см. рис. 7.3) позволяют построить довольно надежные графики в этой области, имеющей наибольшее практическое значение, так как именно с режимно-климатических функций в области малых обеспеченностей снимают значения расчетных (максимальных) волн и скоростей ветра. Климатические функции скорости ветра, рассчитанной по синоптическим картам в открытой части

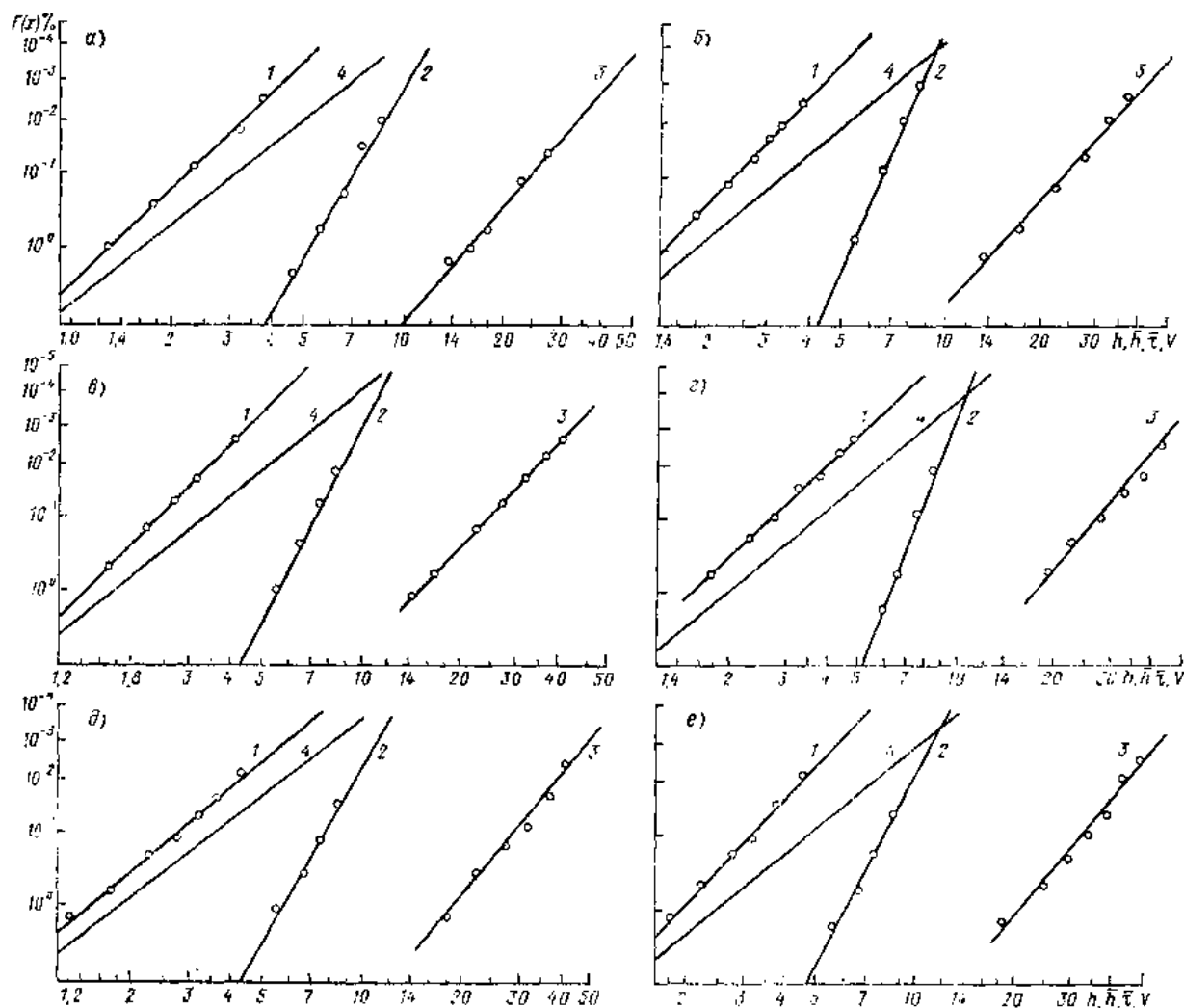


Рис. 7.3. Режимно-климатические функции распределения средних высот $\bar{h}$ (1), средних периодов $\bar{\tau}$ (2) волн, модуля скорости ветра V (3) и высот индивидуальных волн h (4):

а — точки 1; б — 2; в — 3; г — 4; д — 5; е — 6.

борок дает возможность получить их графики в области только малых вероятностей превышения $F(x) \leq 1\%$. Как хорошо видно, оценки $F(\bar{h})$, $F(\bar{\tau})$ и $F(V)$ легли практически вдоль одной линии. В ряде работ отмечается, что функции распределения высот, построенные на сетке закона Вейбулла, имеют перегиб в области больших значений высот [19, 34, 35, 92, 118]. По данным работы [34] перегиб в сторону больших значений происходит при $F_h \approx 10 \dots 20\%$, и параметры γ нижней и верхней части распределения Вейбулла связаны между собой соотношением

$$\gamma_{\text{нижн}} = 1,15 \gamma_{\text{верх}} \quad (7.14)$$

Если принять в качестве точки перегиба квантиль, равный обеспеченности 15 %, то по известной верхней части функции $F(\bar{h})$ можно легко достроить

моря, получены впервые, но их детальный анализ выходит за рамки настоящей работы.

Значения параметров распределения Вейбулла γ и $x_{0,5}$ режимно-климатических функций $F(\bar{h})$, $F(\bar{\tau})$ и $F(V)$ (см. рис. 7.3) приведены в табл. 7.2. Для высот волн значения γ и $x_{0,5}$ даются только для верхней части функций $F(\bar{h})$; для нижней части их легко получить, используя соотношение (7.14) и выполнив соответствующие построения на функциональной сетке распределения Вейбулла. Параметр γ рассчитан [92] по формуле

$$\gamma = 1,47 / \ln(x_{0,95}/x_{0,5}), \quad (7.15)$$

где $x_{0,95}$ и $x_{0,5}$ квантили, соответственно отвечающие обеспеченности 5 и 50 %, которые снимаются непосредственно с графиков экстраполированных в область больших обеспеченностей.

Таблица 7.2

Значения параметров распределения Вейбулла средних высот $\bar{h}$, средних периодов $\bar{\tau}$ волн и скорости ветра V

Параметр		Район					
		1	2	3	4	5	6
$\bar{h}$	$\bar{h}_{0,5}$ м	0,22	0,28	0,23	0,25	0,20	0,37
	γ	0,97	1,04	1,00	0,93	0,84	1,04
$\bar{\tau}$	$\bar{\tau}_{0,5}$ с	1,3	1,7	1,6	2,6	1,4	1,7
	γ	1,40	1,67	1,52	2,12	1,34	1,48
V	$V_{0,5}$ м/с	2,0	1,7	1,5	2,2	2,6	2,7
	γ	0,94	0,88	0,82	0,94	0,96	0,94

Для практических целей важен вопрос о пороге усечения. Режимно-климатические функции $F(\bar{h})$, построенные по выборкам, усеченным на скорости ветра $V=10$ м/с и $V=15$ м/с в области $F(\bar{h}) \leq 1\%$ совпадают (табл. 7.3), а это значит, что из архива синоптических карт к анализу можно было принимать только карты, соответствующие скоростям ветра не менее 15 м/с, что существенно уменьшило бы количество расчетов [65].

Таблица 7.3

Разность оценок функций распределения, средних высот волн $F(\bar{h})$ при пороговой скорости ветра 10 и 15 м/с по районам моря

h м	Район					
	1	2	3	4	5	6
4,75	—	—	—	0	—	—
4,25	—	—	0	0	0	0
3,75	0	0	0	0	0	0
2,75	0,003	0,003	0,003	0	0	0
2,25	0,004	0,028	0	0	0	0
1,75	0,010	0,017	0,010	0,030	0,020	0,040

Полученные результаты подтверждают выводы, полученные при детальных исследованиях волн в Мексиканском заливе [177]. Малая зависимость от порога усечения характерна и для других океанологических элементов, например уровней [25].

7.4. Штормы на море

В большинстве случаев штормовая погода в Белом море вызывается так называемыми ныряющими циклонами. При этом над Западной Европой обычно располагается высотный антициклон, гребень которого ориентирован на север через Скандинавию. По восточной периферии этого гребня происходит «ныряние», т. е. относительно быстрое смещение в более низкие широты глубоких циклонов, давление в центре которых 950—980 гПа, из района Шпицбергена (или о. Медвежий) через Баренцево море на его юго-восточную часть. Шторм начинается с усиления южного и юго-западного ветра. По мере смещения циклонов на юго-восток происходит поворот ветра к северо-западу и его

дальнейшее усиление. Наиболее существенным фактором, влияющим на возникновение очень сильных ветров в тыловой части циклонов, является адвекция холода.

Для весны и лета наиболее характерным является стационарирование антициклонов над Баренцевым или Карским морями. Для этих сезонов также характерны циклоны, формирующиеся над Прибалтикой (обычно в ложбинах атлантических циклонов) и смещающиеся на северо-восток через Ар-

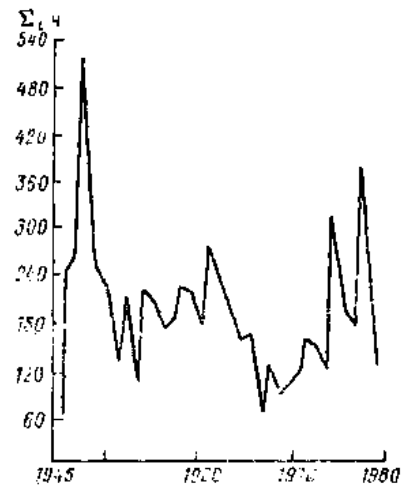


Рис. 7.4. Межгодовая изменчивость штормовой активности, выраженная в виде суммарной продолжительности ее штормов в течение года.

хангельскую область. Это приводит к увеличению барического градиента за счет наличия области высокого давления, с одной стороны, и северной периферии активных циклонов, с другой. В результате происходит существенное усиление ветра. Осенью и зимой сильные ветры наблюдаются преимущественно на южных и юго-восточных перифериях циклонов. В основном эти циклоны с районов Атлантики смещаются на восток через Баренцево и Белое моря, иногда с небольшой северо-восточной составляющей. Такая закономерность прежде всего объясняется характером общей циркуляции атмосферы, типичной для осенне-зимнего сезона. В это время происходит охлаждение континентов и усиление контраста температур между полюсом и экватором, а также океаном и материком. Эти условия и создают возникновение потоков западных направлений.

Штормовая активность в Белом море подвержена существенной межгодовой изменчивости (рис. 7.4). В качестве характеристики интенсивности штормов выбрана их общая продолжительность в течение года, выраженная в часах. Методами статистического анализа выделены следующие циклы штормовой активности: 2; 6,5; 11 и 13 лет. Из-за ограниченности длины ряда периоды большей длительности выделить не удалось, хотя они реально существуют в природе [23]. Точно такие же циклы имеют место и на Черном море [56]. Закономерности межгодовой изменчивости штормов в двух значительно удаленных друг от друга морских регионах объясняются общностью процессов, происходящих в атмосфере и океанах Северного полушария [23]. Цикл длительностью в 2 года, вызывается автоколебательными процессами, происходящими в системе Северная Атлантика — атмо-

сфера. Причины его вызывающие хорошо известны и подробно описаны в ряде монографий. Цикл длительностью 6,5 лет также хорошо известен и изучен в геомагнетизме. С периодом 78 мес (6,5 лет) Земля, Венера, Марс и Юпитер выстраиваются на радиусе-векторе, проведенном от центра Солнца. При сближении планет перестраиваются межпланетные магнитные поля, которые, по-видимому, воздействуют на атмосферу Земли. В целом же механизм воздействия данного явления на геофизические процессы изучен слабо, поэтому приведенные выше объяснения следует считать гипотезами и говорить можно только о совпадении цикличности межгодовой изменчивости штормов Белого моря с известными геомагнитным циклом. Причины, вызывающие 11- и 13-летние циклы, в настоящее время еще не установлены, но они отмечаются и по другим гидрометеорологическим элементам, например по температуре воздуха [23, 36].

В заключение приведем описание наиболее сильных штормов, имевших место на Белом море. Упоминание о некоторых из них встречается еще в литературе начала века. Н. П. Георгиевский [24] описывает шторм, наблюдавшийся 19—20 сентября 1912 г. Он был вызван циклоном, зародившимся 14 сентября над Исландией. За 5 сут этот циклон, пройдя через южную часть Скандинавии, достиг юга Белого моря и остановился. В это же время на северо-западе моря установился антициклон. Давление в центре циклона было 725 мм рт. ст. (966,7 гПа), а в центре антициклона 770 мм рт. ст. (1026,7 гПа). Из-за такого большого перепада давления между циклоном и антициклоном возник сильный ветер, дующий с севера в районе Мурманска и с юга в районе Архангельска.

Циклон, вызвавший небывалый (по терминологии автора работы [137]) шторм 13—17 июня 1915 г., зародился на юге Скандинавии. За 2 сут он через Балтику достиг Белого моря, где и остановился. Это повлекло за собой массовый приток холодного воздуха в тыловую часть циклона, что привело к резкому понижению давления в центре и, как следствие, сильному ветру в тылу. Скорость ветра достигала 24 м/с. В работах [24, 137] подчеркивается, что таких сильных бурь не было на море по крайней мере 20 лет. Из этого можно сделать вывод о редкой повторяемости сильных ветров в конце XIX—начале XX вв. Оба шторма сопровождались обильными снегопадами, а нагоны в устьях Северной Двины, Онеги, Мезени и некоторых мелких рек нанесли огромный ущерб хозяйству. Часть судов, находившихся в открытом море, была выброшена на берег.

Шторм 16—17 июля 1952 г. вызвал циклон, пришедший из района Вильнюса на север Архангельской области. За сутки с 16 по 17 июля он углубился на 18 гПа, смещаясь со скоростью 60 км/ч в северо-восточном направлении. Скорость ветра достигала 34 м/с, а в порывах до 40 м/с. Продолжительность ураганного ветра составила около 2 ч. Средняя высота волн достигла своего максимального значения (3 м) на севере моря через 9 ч после начала шторма. (Здесь и далее при описании штормов приводятся рассчитанные по методике [92] высоты волн.)

Ураган 15—16 ноября 1957 г. характеризуется сложным синоптическим процессом — быстрым «нырянием» с образованием частных циклонов. 14 ноября с Гренландского моря к востоку смещался

циклон с давлением в центре 1004 гПа. Его скорость была 40—45 км/ч и за сутки он углубился на 20 гПа. 15 ноября в 9 ч этот циклон располагался над севером Баренцева моря. В его ложбине, ориентированной на юг, вблизи точки окклюзии в системе полярного фронта над югом Баренцева моря образовался частный циклон с давлением в центре 985 гПа. Далее происходит «ныряние» этого частного циклона через о. Колгуев и Нарьян-Мар на Комм. АССР со скоростью сначала 18 км/ч, а после 9 ч 16 ноября — со скоростью 30—35 км/ч и углубление на 10 гПа. В этот ураган отмечались очень сильные ветры сначала в Шойне и Зимнегорском (юго-западный до 25 м/с — перед теплым фронтом), а затем в Конушине (северо-западный 34 м/с) и в Зимнегорском (северо-западный 40 м/с). В тылу данного циклона над югом Баренцева моря появляются падения давления (до 3 гПа/3 ч) и в 12 ч 16 ноября в районе Конушина образовался новый частный циклон с давлением в центре 980 гПа. Этот циклон со скоростью до 60 км/ч «ныряет» в район Вилжаса, что вызывает увеличение барических градиентов в районе Двинского залива. В это время ураганный ветер северо-западного направления наблюдался: в Зимнегорском 40 м/с, в Архангельске 34 м/с (порывами до 40 м/с), в Конушине 34 м/с и в Шойне 30 м/с. Самые высокие волны, средняя высота которых превысила 2,5 м, развились на севере моря.

Циклон, вызвавший ветер ураганной силы в западной и южной части моря 2 июня 1962 г. смещался из района Лиепая на северо-восток со скоростью около 40 км/ч и углубился за сутки на 20 гПа (с 1005 до 985 гПа). Одновременно происходило его оформление на высотах. К моменту максимума шторма (15 ч) циклон был уже выражен самостоятельным центром до уровня 300 гПа, но продолжал смещаться к северо-востоку со скоростью примерно 30 км/ч. Береговыми станциями зафиксирована скорость ветра 34 м/с — Архангельск, 28 м/с — Ускый маяк, 40 м/с — Зимнегорский маяк, 20 м/с — Жижгин. Интересен пространственный и временной ход развития волнения в море. Средние высоты волн в Кандалакшском заливе и Бассейне уже через 3 ч после начала шторма достигли ощутимой величины — 3 м. Затем волнение несколько поутихло: циклон менял траекторию, но по прошествии 9 ч шторм разыграл с новой силой, достигнув своего максимума. Средняя высота волн достигала 3,0—3,5 м. Поскольку циклон двигался на северо-восток, то через сутки во всем море волнение практически утихло, а на севере, наоборот, развилось до 2,0—2,5 м.

Шторм 1—2 октября 1965 г. обусловлен циклоном, образовавшимся восточнее Архангельска в ложбине основного циклона, который пришел с Северного Ледовитого океана. Вновь образовавшийся циклон в течение 3 ч смещался в юго-восточном направлении со скоростью 50—60 км/ч, а затем резко сменил направление движения на северное. Достигнув широты Архангельска, он снова начал двигаться на юго-восток, но уже со значительно меньшей скоростью. Периферия циклона все время располагалась над морем, что вызвало устойчивый сильный северный и северо-восточный ветер, который в течение продолжительного времени достигал силы 35—40 м/с. Средние высоты волн достигали 3 м.

7.5. Влияние приливных течений на режимно-климатические функции распределения параметров ветровых волн

Из литературных источников [14, 35, 48, 49, 64, 78—80, 97, 147, 184, 185, 191, 211 и др.] известно, что течения заметно изменяют ветровые волны. Так, при определенном соотношении фазовой скорости волн и скорости течения средняя высота волн может вырасти более чем в 2 раза. Поскольку приливные течения в Белом море — постоянно действующий фактор, необходимо учитывать их влияние на режим (климат) ветровых волн. При рассмотрении названной задачи необходимо различать два случая: развитие волн на течении и распространение уже сформировавшихся волн со спокойной воды (где нет течения) в область, где течение действует. В литературе рассматривается главным образом второй случай. Что касается развития волн при наличии однородного течения, то здесь в качестве первого приближения можно применить принцип относительности и алгебраически складывать скорость ветра со скоростью течения.

В наиболее полном виде исследование генерации ветровых волн на однородном вдоль разгона течении выполнено в работе [79], в которой принята гипотеза, что развитие волн на течении происходит по тем же законам, что и в его отсутствии. Роль течений сводится к тому, что изменяется скорость ветра, генерирующего волны, т. е. измеряемого в системе отсчета, связанной со скоростью течения. Кроме того, изменяется скорость, распространения волн относительно фиксированного разгона, так как к ней добавляется скорость течения, и тем самым изменяется время взаимодействия волны с воздушным потоком. В работе [79] решается кинетическое уравнение эволюции спектра в системе координат $x' = x - Wt$, $y' = y$, движущейся вместе с течением W . Перейдя затем к неподвижной системе координат, И. В. Лавренов установил, что спектральная плотность S в этом случае имеет вид

$$S = f(k, \varphi, V - W, \frac{x - x_0}{1 - 2W(\sqrt{g/k})^{-1} \cos^{-1} \varphi}), \quad (7.16)$$

где $x_0 = x - Wt$; W — скорость течения; V — скорость ветра; φ — угол между направлением ветра и течением.

Далее, на основе известных теоретических зависимостей между безразмерной функцией спектральной плотности $S = SW^4/g^2$ и средними параметрами волн $\bar{h}$, $\bar{t}$ и $\bar{\lambda}$ были найдены коэффициенты изменения $\bar{h}/\bar{h}_0$, $\bar{t}/\bar{t}_0$, $\bar{\lambda}/\bar{\lambda}_0$ (индексом «ноль» обозначены параметры волн при отсутствии течений) как функции от безразмерного разгона $\tilde{x} = xg/V^2$ и относительной скорости течения $\gamma = W/V$. При генерации волн на потоке влияние течения оказывается особенно значительным на начальных стадиях развития волнения. С увеличением стадий развития волнения роль течения уменьшается и при достаточно больших разгонах ($\tilde{x} > 10^3 \dots 10^4$) отношение средних параметров волн $\bar{h}/\bar{h}_0$, $\bar{t}/\bar{t}_0$ и $\bar{\lambda}/\bar{\lambda}_0$ стремится к величине $(1 - \gamma)^2$, что соответствует отношению параметров волн для полностью развитого волнения при скорости ветра V с добавкой скорости течения W и без нее [79]. Это свидетельствует о том, что влияние эффекта искажения длины разгона из-за наличия течения уменьшается по мере развития волнения и определяющей становится скорость ветра относительно водной поверхности.

Изменение параметров ветровых волн при встрече их с течением является следствием обмена энергией между волнами и средним течением. Уравнение баланса волновой энергии и закономерности изменения параметров волн на течении (для монохроматических волн) впервые получено Лонге-Хиггинсом и Стюартом [184, 185]. Далее эти закономерности были развиты в работах [35, 78, 80, 97, 147, 211 и др.].

Из относительно большого числа зависимостей параметров волн от течений для дальнейших расчетов используются модельные зависимости Лавренова [79, 80], так как они наиболее физически обоснованы, учитывают факт нерегулярности волнения и в наибольшей степени доведены до практического применения. Кроме того, модель трансформации волн на течении хорошо согласуется с натурными данными [14, 48, 49].

В Белом море прилив существенно нелинейный и почти на всей акватории носит правильный полусуточный характер (см. гл. 8). Вклад других составляющих редко превышает 10—30 %. Приливные течения существенно неоднородны по пространству. Так, волна M_2 наибольшими значениями скорости обладает в Воронке, Горле и Онежском заливе. В остальных районах моря она значительно меньше — более чем на порядок. На акватории, прилегающей к северной части Воронки со стороны Баренцева моря, большие оси эллипсов волны M_2 быстро уменьшаются и не превосходят нескольких сантиметров в секунду [201]. Скорости течений в Горле и Воронке моря имеют порядок 100—150 см/с и могут достигать значений 230—270 см/с; в остальных районах моря (кроме Онежского залива) максимальные скорости приливных течений не превосходят 25—30 см/с. Поэтому на границах между районами 2 и 3, 3 и 5, а также между районом 6 и Баренцевым морем имеют место большие горизонтальные градиенты скорости течения, достигающие значений 10^3 — 10^2 см/с на 1 км.

Разделение процесса взаимодействия ветрового волнения с течением на «генерацию» и «трансформацию» носит несколько условный характер. Поэтому далее излагается инженерный подход к определению параметров волн на течениях, обеспечивающий получение достаточно достоверных для практики оценок. В реальной природе чрезвычайно трудно, а то и просто невозможно разделить, когда в чистом виде происходит генерация волн на течениях, а когда происходит трансформация волнения, выходящего на течение из области, где течение отсутствует. Так, если волнение распространяется из внутренних районов Белого моря в Горло, то будет наблюдаться следующая картина. Вначале идет развитие волн на течении, затем — на границе между районами 3 и 5 — в пределах относительно узкой полосы произойдет трансформация волн, а затем внутри Горла вновь генерация, так как горизонтальные градиенты течения становятся относительно небольшими. Поэтому представляется важным установить пределы применимости названных выше моделей в условиях Белого моря, когда волны пересекают зоны больших горизонтальных градиентов течений. Найти такие оценки можно двумя способами. Первый из них заключается в расчете коэффициентов $\bar{h}/\bar{h}_0$, $\bar{t}/\bar{t}_0$ и $\bar{\lambda}/\bar{\lambda}_0$ по обеим моделям раздельно. В качестве консервативной (сверху) оценки следует принять большие из двух серий значения коэффициентов. Такой подход ши-

Таблица 7.4

Средние высоты волн, рассчитанные с учетом процессов генерации и трансформации (А) и только трансформации (В), м

W м/с	V м/с					
	10		20		30	
	А	В	А	В	А	В
0,5	1,1	1,1	2,5	2,5	4,1	4,1
1,0	1,8	1,7	3,4	3,2	5,2	5,1
1,5	2,0	1,9	4,6	4,4	—	—

роко используется в инженерной практике для снижения так называемого критерия риска. Расчет по двум моделям при одних и тех же условиях показал, что трансформационная модель дает большие коэффициенты изменения, чем генерационная модель. Такое различие вызвано тем, что при больших безразмерных разгонах ($\bar{x} > 10^3$) коэффициенты $\bar{h}/\bar{h}_0$, $\bar{\tau}/\bar{\tau}_0$, $\bar{\lambda}/\bar{\lambda}_0$ асимптотически стремятся к единице [79], в то время как трансформационная модель от разгона не зависит. Следовательно, когда волны приходят в расчетные точки 2; 5 и 6 из других районов, т. е. при больших разгонах, оценка влияния течений на параметры волн по трансформационной модели приводит к большим изменениям средних высот, периодов и длин волн.

Второй способ оценки заключается в одновременном использовании двух моделей — генерационной и трансформационной. Учесть процессы генерации и трансформации можно, если разделить траекторию распространения волнения на два участка: до зоны сильного градиента течений и после зоны градиента до расчетной точки. Наиболее простой алгоритм расчета параметров волн в этом случае следующий. Рассмотрим его на примере средних высот волн. Вначале рассчитывается средняя высота волн $\bar{h}_0$ по полям ветра в точке, которая выбирается непосредственно на стыке с зоной, где наблюдаются большие градиенты течений. По номограмме работы [80] находят коэффициент $\bar{h}/\bar{h}_0$ и определяют высоту волны, прошедшей зону трансформации. Затем делается шаг назад: определяется какая должна быть скорость ветра, чтобы получилась высота волны, прошедшей зону трансформации. Это можно сделать при помощи таблиц, связывающих скорость ветра с параметрами волнения, например [132]. Найденную скорость ветра назовем «эквивалентной». Чтобы рассчитать высоту волны (с учетом течения) после того как она трансформируется в зоне с сильными градиентами dW/dx , можно воспользоваться принципом относительности и алгебраически сложить эквивалентную скорость ветра $V_{\text{экв}}$ и составляющую скорости течения $W_{\text{экв}}$. При этом, если волны распространяются навстречу течению, скорости складываются; если же их направления совпадают, то из эквивалентной скорости ветра вычитается скорость течения:

$$V = W_{\text{экв}} + V_{\text{экв}} \quad (7.17)$$

С учетом полученной таким образом скорости ветра рассчитывают высоту волны в точке при реальном разгоне — от точки начала действия ветра до расчетной точки.

Приведенный инженерный алгоритм был использован для оценочных расчетов средних высот волн, распространяющихся из Бассейна Белого моря в Горло (расчетная точка 5). При этом считалось, что поле ветра однородно, участки разгона до и после зоны трансформации равны, а течение направлено строго против ветра (табл. 7.4).

Из табл. 7.4. хорошо видно, что одновременный учет обоих механизмов (трансформации и генерации) по сравнению только с механизмом трансформации может привести к увеличению средней высоты волны всего на 0,2 м. Учитывая, что условия, для которых рассчитана эта таблица, особенно для значений скорости ветра $V=30$ м/с и скорости течения $W=1,5$ м/с, наблюдаются относительно редко, такое уточнение средних высот волн не имеет практического значения для построения режим-

но-климатических функций $F(\bar{h})$ в области малых обеспеченностей. В этом легко убедиться, если проанализировать условия развития волнения на течениях в Белом море. Повторяемость штормовых ветров $V > 20$ м/с менее 10 % (табл. 7.1) общего количества штормов, а генерационная модель зависит не от самой скорости течения, а от ее проекции на направление ветра, что приводит к уменьшению разницы между относительной скоростью ветра и эквивалентной скоростью ветра и, как следствие, к уменьшению разницы между значениями высот волн, рассчитанными двумя способами. Поэтому, в тех случаях, когда волны распространялись из внутренних районов моря в Горло, в расчетной точке 5 для учета влияния течений использовалась только трансформационная модель. Аналогичная картина будет наблюдаться при проникновении волн из Баренцева моря в Воронку (район 6). Для оценки влияния течений на волны в точке 6 в этом случае также использовалась трансформационная модель.

Режимно-климатические функции параметров волн на течениях построены следующим образом. По ФОРТРАН программе, разработанной А. Г. Кравцом, для всех штормовых синоптических ситуаций в точках 1—6 рассчитывались скорости приливных течений в поверхностном навигационном слое. Коэффициенты изменения средних параметров волн $\bar{h}/\bar{h}_0$, $\bar{\tau}/\bar{\tau}_0$, $\bar{\lambda}/\bar{\lambda}_0$ для волн, пришедших из Баренцева моря в расчетную точку 6, и из внутренних районов Белого моря в точку 5, определялись по рекомендациям работы [80]. Длина волны $\bar{\lambda}_0$, входящая в безразмерную скорость течения α , найдена с учетом соотношения $\bar{\tau}^2 = 182 \bar{h}/g$, где g — ускорение свободного падения, по формуле $\bar{\lambda} = g\bar{\tau}^2/2\pi$. Во всех остальных случаях, в том числе и при развитии волнения внутри 5-го и 6-го районов, использовались номограммы работы [79]. Каждый член исходных выборок $\bar{h}_0$, $\bar{\tau}_0$, $\bar{\lambda}_0$ умножался на соответствующий коэффициент. Отметим, что в подавляющем большинстве случаев коэффициенты $\bar{h}/\bar{h}_0$, $\bar{\lambda}/\bar{\lambda}_0$, $\bar{\tau}/\bar{\tau}_0$ мало отличаются от единицы. Это и не удивительно, так как рассматривается штормовое волнение, которое относительно мало «чувствительно» к течению, даже если скорость прилива достигает больших значений. Функции распределения $F(\bar{h}_0)$, $F(\bar{\tau})$, $F(\bar{\lambda})$ аппроксимировались распределением Вейбулла, и их графики строились на функциональной сетке этого закона. Сравнение $F(\bar{h})$ и $F(\bar{h}_0)$ показало, что в районе 6 график функции $F(\bar{h})$ смещен относительно графика $F(\bar{h}_0)$ в сторону больших значений высот волн; в остальных районах функции $F(\bar{h})$ и $F(\bar{h}_0)$ совпадают (рис. 7.5). Следо-

вательно, в области малых обеспеченностей $F(\bar{h})$ течение влияет на волны только при очень больших скоростях, что имеет место в Воронке.

Заместнее влияют течения на режим средних длин волн. Режимно-климатические функции $F(\bar{\lambda})$ отличаются от $F(\bar{\lambda}_0)$ в районах 5 и 6 (рис. 7.6). Это обстоятельство связано с тем, что абсолютное зна-

раметров волн для мезомасштабного промежутка времени на максимальных приливных течениях как на встречных, так и на попутных. Однако из-за сложности картины приливных течений, что ведет к большому объему вычислений, в настоящий момент данная задача в полной постановке (учет первых четырех гармоник) решена быть не может.

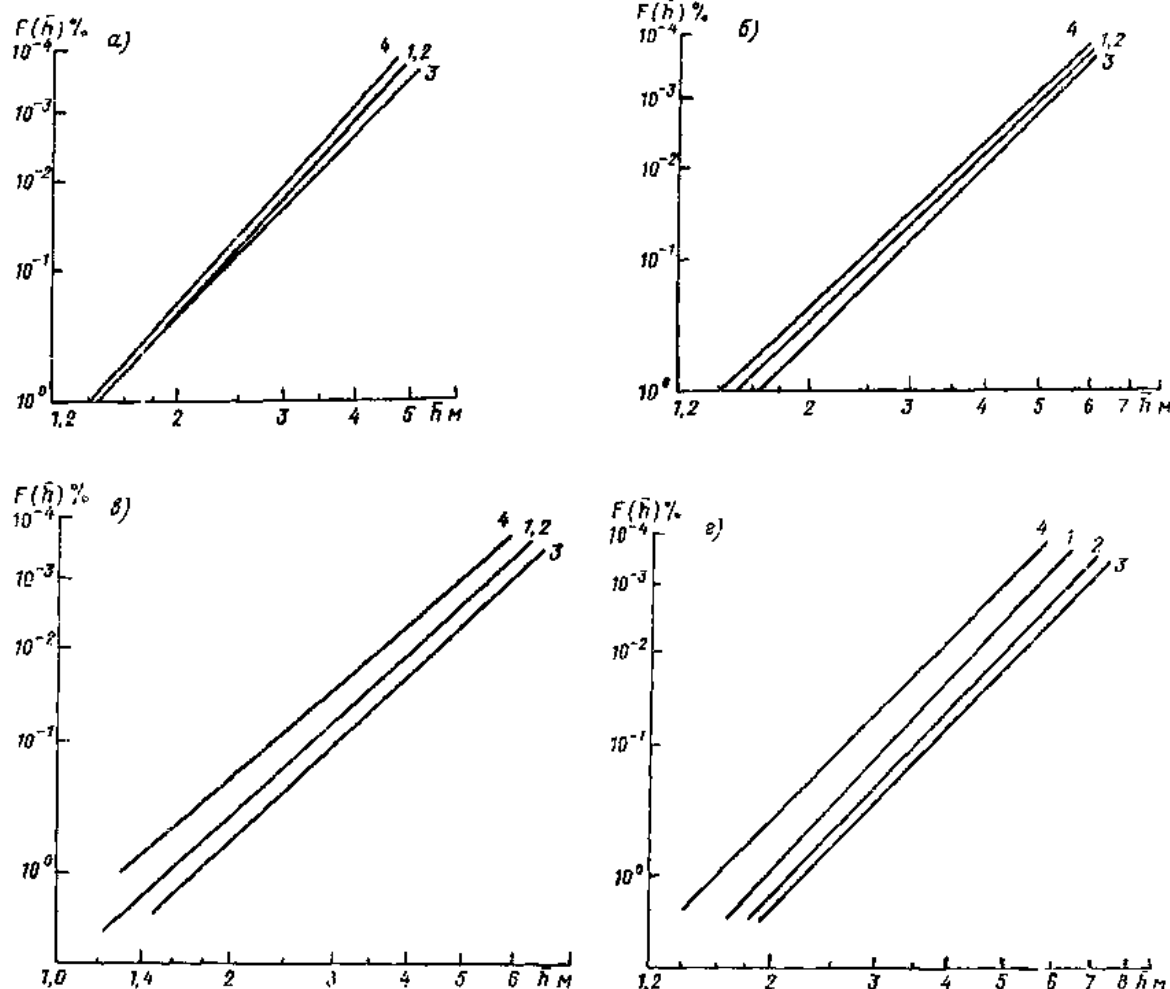


Рис. 7.5. Функции распределения средних высот волн.

а — точка 2; б — 4; в — 5; г — 6; 1 — без учета течений; 2 — с учетом синхронных приливных течений; 3 — с учетом максимальных полусуточных встречных течений; 4 — с учетом максимальных полусуточных попутных течений.

чение трансформации длин волн больше, чем у высот, а это сказывается при построении режимно-климатических функций по сгруппированным данным; в более высокие градации переходит большее число волн. Режимно-климатические функции периодов волн $F(\bar{\tau})$ и $F(\bar{\tau}_0)$ во всех районах моря совпадают, так как влияние течений на средние периоды в рассматриваемом диапазоне их значений незначительно.

Временной масштаб приливных течений (12,4 ч) одного порядка со средней длительностью шторма. Из наблюдений установлено, что коэффициент изменения параметров волнения зависит от фазы прилива [21]. В шторме, когда направление ветра слабо меняется во времени, такая зависимость будет еще более сильной. А это значит, что за приливной цикл востровые волны успевают полностью пройти стадию усиления и стадию ослабления, т. е. принять свои наибольшие и наименьшие значения. Поэтому можно построить гипотетические режимно-климатические функции распределения средних па-

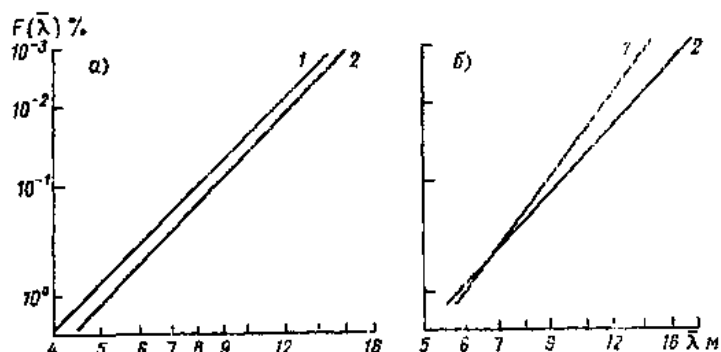


Рис. 7.6. Режимно-климатические функции средних длин волн без учета течений (1) и с учетом синхронных приливных течений (2) в точке 5 (а) и в точке 6 (б).

Оценить влияние фазы прилива на режимно-климатические функции параметров волн можно следующим образом. Как уже отмечалось, основной вклад в прилив в Белом море вносит полусуточная со-

ставляющая. Построив режимно-климатические функции с учетом только полусуточной составляющей прилива, можно получить такую оценку в первом приближении. Оси эллипсов скоростей волны M_2 можно считать постоянно ориентированными в пространстве. Форма эллипсов в Белом море сильно вытянута и не будет ошибкой рассматривать взаимодействие волн только с составляющей скорости вдоль главной оси. Такого рода построения выполнены для средних высот волн (см. рис. 7.6). Как видно из рис. 7.6, графики режимно-климатических функций средних высот волн $F(\bar{h})$ на полусуточных приливных течениях отличаются от режимно-климатических функций $F(\bar{h}_0)$ в большинстве районов моря. Исключения составляют Кандалакшский залив и центральная часть моря, в которых скорости приливных течений невелики и, как следствие, параметры волн $\bar{h}$, $\bar{\tau}$, $\bar{\lambda}$ в этом случае практически не отличаются от значений $\bar{h}_0$, $\bar{\tau}_0$, $\bar{\lambda}_0$, рассчитанных для условий глубокой воды.

7.6. Расчетные характеристики волн

Под расчетными характеристиками волн (обычно рассматриваются только высоты) понимаются параметры волн, возможные 1 раз в заданное число лет R . Число R называют периодом повторяемости. Следует отметить, что в понятие расчетной высоты входит и квазистационарная обеспеченность высот, т. е. можно рассматривать средние высоты и высоты волн, например, 1 %-ной квазистационарной обеспеченности.

Названные параметры можно находить одним из трех способов [34, 90, 134 и др.] на основе анализа:

- полной выборки срочных наблюдений (или расчетов);
- выборки годовых максимумов;
- усеченной на некотором пороговом значении многолетней выборки.

Рассмотрим кратко все три способа. В первом случае значения экстремальных параметров снимаются с режимно-климатической функции распределения как квантили, соответствующие волнам, возможным 1 раз в заданное число лет. Эти квантили рассчитываются [92] по формуле

$$F_R(x) = 100/(NmR), \quad (7.18)$$

где N — длительность безледного периода, равная для Белого моря по средним многолетним данным 240 сут; R — заданное число лет (период повторяемости); m — количество синоптических сроков в сутках, равное в данном случае 4.

Для получения значений, отвечающих периоду повторяемости 50 лет и более, эмпирические функции распределения экстраполируются в область малых обеспеченностей. Отметим, что от выбора закона распределения зависят значения высот волн одного и того же периода повторяемости [35].

Распределение годовых максимумов средних высот волн обычно аппроксимируют законами типа (7.9). Однако он имеет тот недостаток, что в силу цикличности штормов годовой максимум в год, где мало штормов, может быть меньше, чем в год, где штормов много [192]. Поскольку в Белом море имеет место сильная перемежаемость штормов, то по этой причине применение данного метода дает мало достоверные результаты.

Третий способ нахождения экстремальных волн — по усеченным климатическим выборкам.

Следует отметить, что расчетная высота, полученная первым способом как квантиль распределения (7.18), и расчетная высота, полученная как мода экстремального распределения величины, подчиняющейся исходному распределению экспоненциального типа, очень близки [88] (аналогичный факт отмечается в работе [127] относительно другого типа исходных распределений). Именно это обстоятельство лишь раз подтверждает справедливость примененного здесь способа определения расчетных высот (по усеченным выборкам).

Средние высоты волн, которые были нами рассчитаны по штормовым полям атмосферного давления, непосредственно в практике проектирования и эксплуатации гидротехнических сооружений, средств океанотехники и плаверств не используются. За наибольшую высоту волны (в системе волн) принимают высоту 0,1 %-ной обеспеченности. Как показано в работе [60] эта рекомендация может привести к серьезным неточностям при нахождении расчетных высот волн.

Задача нахождения максимальной, отдельно взятой высоты волны может быть решена, если рассматривать всю нестационарную выборку, так, если бы волны фиксировались непрерывно в точке в течение многих лет. Метод построения режимно-климатических функций индивидуальных высот волн $\Phi(h)$ с последующим нахождением их расчетных значений изложен в работах [87, 88, 92] и основывается на связи режимно-климатической функции распределения индивидуальных высот волн $\Phi(h)$ с режимно-климатической функцией распределения средних высот волн:

$$\Phi(h) = \int_0^{\infty} G(h; \bar{h}) f(\bar{h}) d\bar{h}, \quad (7.19)$$

где $G(h; \bar{h})$ — функция распределения высот в квазистационарной выборке, $f(\bar{h}) = dF(\bar{h})/d\bar{h}$ — плотность распределения режимно-климатической функции средних высот волн.

На глубокой воде функция $G(h; \bar{h})$ хорошо описывается распределением Рэлея [29]:

$$G(h; \bar{h}) = \exp\{(-\pi/4)(h/\bar{h})^2\}. \quad (7.20)$$

Если функция $F(\bar{h})$ описывается распределением Вейбулла, то в этом случае режимно-климатическая функция распределения индивидуальных высот волн $\Phi(h)$ принимает вид

$$\Phi(h) = \exp\{-\alpha(h/h_{0.5})^\beta\}, \quad (7.21)$$

в котором параметры $h_{0.5}$ и β связаны с показателем степени γ исходного распределения Вейбулла и табулированы. Параметры распределения $\Phi(h)$ по районам моря приведены в табл. 7.5.

Таблица 7.5

Параметры распределения высот индивидуальных волн						
Район . . .	1	2	3	4	5	6
$h_{0.5}$ м . . .	0,08	0,14	0,14	0,16	0,11	0,16
β	0,68	0,73	0,72	0,75	0,67	0,73

Для контроля правильности вычислений определяют средние значения волн в режиме:

$$\langle h \rangle = \Gamma(1 + 1/\gamma) h_{0.5}/\alpha^{1/\gamma}, \quad (7.22)$$

$$\langle h \rangle = \Gamma(1 + 1/\beta) h_{0.5}/\alpha^{1/\beta}, \quad (7.23)$$

где $\Gamma(\cdot)$ — гамма-функция, а знак $\langle \cdot \rangle$ означает среднее значение величины. Критерием верности вычислений служит тождество

$$\bar{h} = \langle h \rangle. \quad (7.24)$$

Значения расчетных высот волн находятся по формуле

$$h_R = h_{0.5} [\alpha^{-1} \ln(N/0,562)]^{1/\beta}, \quad (7.25)$$

где

$$N = [Rk\Phi(h_0)] / \langle \tau \rangle; \quad (7.26)$$

k — число секунд в безледном периоде; $\langle \tau \rangle$ — средний период волн в режиме, вычисляемый по формуле, аналогичной (7.22); $h_0 = 0,1$ м — высота, при превышении которой поверхность моря можно считать практически штывевой.

Вероятностные интервалы, отвечающие уровню значимости 0,05 находятся по формулам:

$$h_u = h_{0.5} [\alpha^{-1} \ln(N/0,016)]^{1/\beta}; \quad (7.27)$$

$$h_l = h_{0.5} [\alpha^{-1} \ln(N/3,96)]^{1/\beta}. \quad (7.28)$$

Из структуры формулы связи функций $F(\bar{h})$ и $\Phi(h)$ (7.19) видно, что форма верхней части $\Phi(h)$ зависит главным образом от верхней части $F(\bar{h})$ и это естественно, так как основной вклад в нее дает верхняя часть $F(\bar{h})$. Отсюда следует, что при фиксированном наклоне $F(\bar{h})$ в верхней части и при задании разных $(\bar{h})$ в нижней части верхняя часть $\Phi(h)$ будет слабо меняться. Выполненные для Белого моря вычисления функции $\Phi(h)$ по функциям $F(\bar{h})$ (см. рис. 7.3) по формуле (7.19) при разных величинах $h_{0.5}$ подтвердили вывод о весьма слабой зависимости верхней части функции $\Phi(h)$ от $h_{0.5}$. По указанной причине для получения h_R , h_u , h_l можно ограничиться функцией $\Phi(h)$, полученной по параметрам распределения γ и $h_{0.5}$ (см. табл. 7.2) верхней части $F(h_0)$ (см. рис. 7.3). Параметры распределения $\Phi(h)$ в области малых вероятностей превышения приведены в табл. 7.5. Численные значения расчетных высот и индивидуальных волн рассчитаны по формулам (7.25) — (7.28) (табл. 7.6).

Для оценки правдоподобности полученных расчетных значений индивидуальных волн нами выполнено моделирование (конструирование) экстремальных штормовых ситуаций для внутренних районов моря. В отличие от численного моделирования, выполненного для зал. Аляска [160, 172], в настоящей работе предложен новый подход к моделированию экстремальных синоптических ситуаций. Суть его заключается в следующем:

1. Анализируются типы барических образований и далоном географическом регионе и определяется тип, при котором скорость ветра будет наибольшей. Для Белого моря, как и для большинства морей, наибольшей силы ветер развивается в циклонах.

2. По режимным функциям распределения мо-

дуля скорости ветра (см. рис. 7.3) определяются его максимальные значения, возможные 1 раз в заданное число лет.

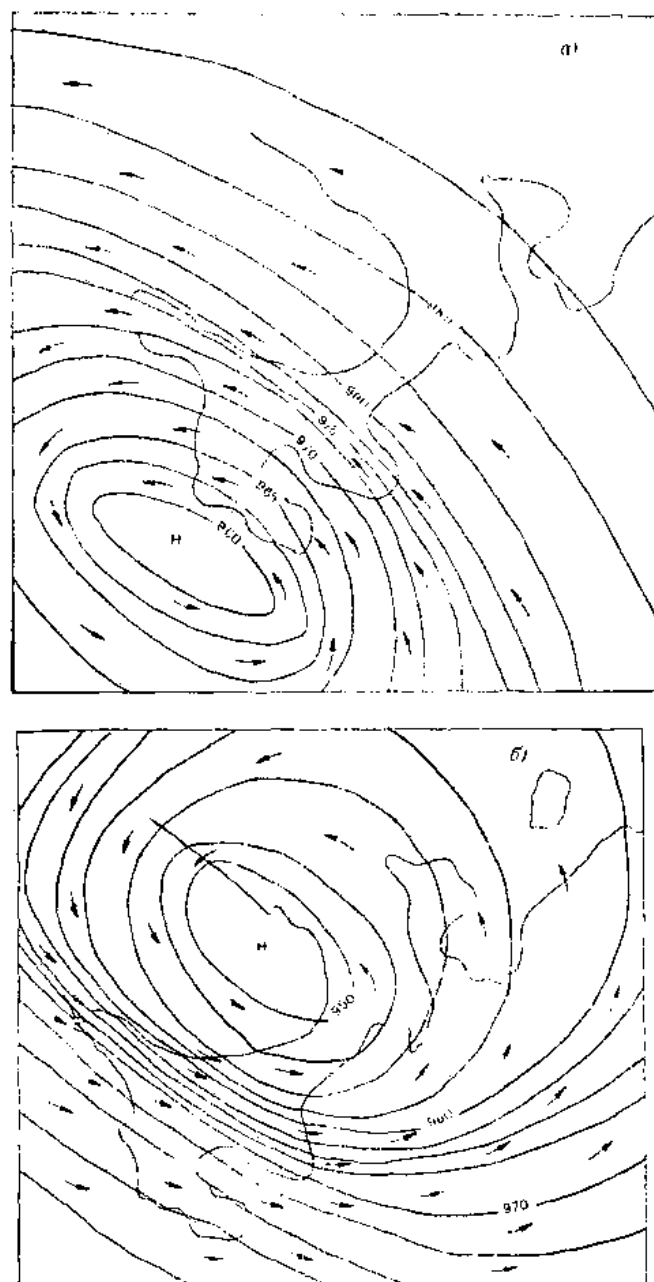


Рис. 7.7. Циклоны, вызывающие экстремальный юго-восточный (а) и северо-западный (б) ветер над Белым морем

3. Длительность максимальных ветров вдоль наибольших разгонов определяется по данным береговых и островных гидрометеорологических станций за многолетний период. Для ветров очень большой силы ($V > 30$ м/с) влиянием берегового эффекта, искажающего направление ветра, в ряде случаев можно пренебречь.

4. На основании п. 1—3 конструируется экстремальный шторм в виде последовательных синоптических карт.

Здесь рассмотрены две ситуации: экстремальный ветер дует в направлении от Архангельска к Кандалякше и в направлении от Кандалякши к Архангельску, когда разгон собственно беломорской волны будет наибольшим. В первом случае наибольший юго-восточный ветер вызовет циклон, пришедший с юга или юго-запада (рис. 7.7), во втором

Таблица 7.6

Расчетные значения высот индивидуальных волн h_R , м

R лет	Работ					
	1	2	3	4	5	6
1	8,2	9,3	9,9	12,0	12,2	12,0
5	9,5	10,7	11,4	12,8	14,0	13,7
10	10,7	11,3	12,1	13,3	14,9	14,4
25	10,9	12,2	13,0	14,2	16,0	15,4
50	11,4	12,8	13,7	14,9	16,8	16,2

случае наибольший северо-западный ветер вызовет циклон, пришедший по сложной траектории с северо-востока (см. рис. 7.7). Данные модельные ситуации имеют период повторяемости, равный примерно 50 годам. Поэтому высоты волн, рассчитанные по этим штормам, будут иметь период повторяемости R близкий к 50 годам.

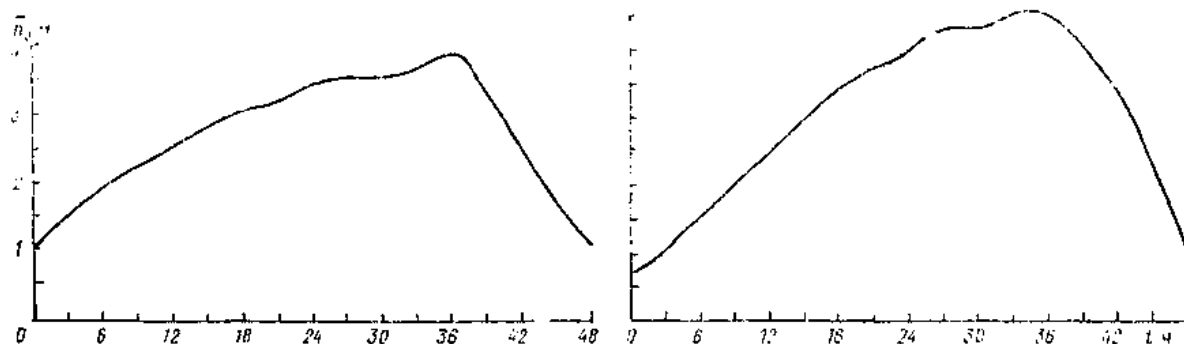


Рис. 7.8. Временной ход $\bar{h}_0$ в модельных штормах в точке 1 (слева) и в точке 4 (справа).

Расчет экстремальных высот в модельных штормах произведен по методике, предложенной в работах [89, 91]. Суть ее заключается в следующем. По ходу средних высот волн в шторме строится функция распределения индивидуальных высот в шторме:

$$\Phi(h) = \int_0^{h_m} G(h; \bar{h}) f(\bar{h}) d\bar{h}, \quad (7.29)$$

где $G(h; \bar{h})$ — функция распределения высот волн в квазистационарной выборке; $f(\bar{h})$ — плотность распределения средних высот волн в данном шторме; h_m — максимальная высота волны в шторме.

Практически расчет функции $\Phi(h)$ выполняется на основе численного аналога формулы (7.29). Как показано в работах [89, 91], индивидуальные высоты волн в шторме подчиняются распределению Вейбулла (7.21). Поэтому максимальная высота волн в шторме вычисляется по формуле

$$h_m = h_{0.5} [\alpha^{-1} \ln(N/0.562)]^{1/\beta}, \quad (7.30)$$

где N — число волн в шторме.

Вероятностные интервалы, отвечающие доверительной вероятности 95 %, можно вычислить по формулам (7.27) — (7.28), в которых N — число волн в шторме.

Длительность обоих модельных штормов принята равной 48 ч, причем фаза нарастания шторма длится 36 ч, а фаза затухания — примерно 12 ч. Волнение для данных модельных ситуаций определено по методике расчета нестационарного волнения [17] по алгоритму и ФОРТРАН программе, составленным И. М. Кабатченко. Ход средних высот волн в модельных штормах в точках 1 и 4 представлены на рис. 7.8. Функции распределения индивидуальных высот волн в модельных штормах (рис. 7.9) вычислены по формуле (7.29), в которой в качестве функции $G(h; \bar{h})$ использовано распределение Рэлея (7.20). Отметим, что режимная функция $\Phi(h)$ в основном зависит от наибольших значений средних высот в шторме и слабо зависит от хода высот волн на начальной и конечной стадии шторма.

Параметры распределения β и $h_{0.5}$ высот индивидуальных волн получены из графиков режимных функций высот волн в штормах таким же способом, как и для режимно-климатических функций. Число волн в шторме найдено путем деления длительности шторма (48 ч) на средний период волн в шторме $\langle \bar{\tau} \rangle$. В точке 1 $\beta=1.68$, $\langle \bar{\tau} \rangle=7.1$ с, $N=24338$;

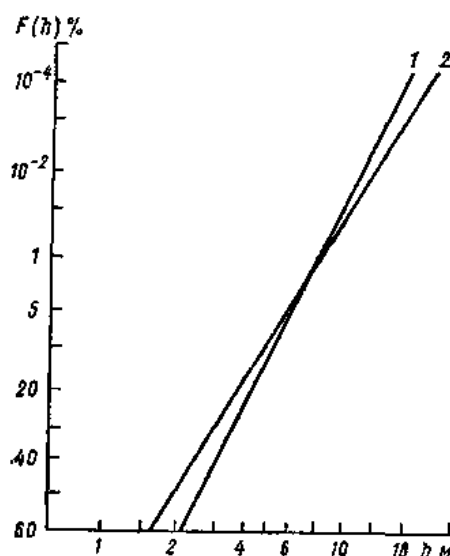


Рис. 7.9. Функции распределения индивидуальных высот волн в модельных штормах в точках 1 (1) и 4 (2).

в точке 4 $\beta=1.34$, $\langle \bar{\tau} \rangle=6.6$ с, $N=26181$. В модельном шторме 1 (точка 1) максимальная высота h_m , рассчитанная по формуле (7.30), равная 12,7 м ($h_l=11,3$ м, $h_u=15,1$ м); в модельном шторме 2 (точка 4) $h_m=15,5$ м ($h_l=13,3$ м, $h_u=19,2$). Полученные значения расчетных высот волн несколько превосходят 50-летние максимумы (см. табл. 7.6) в точках 1 и 4. Следовательно, содержащиеся в табл. 7.6 значения высот индивидуальных волн не противостоят экстремумам, возможным по крайней мере во внутренних районах моря.

Периоды волн, отвечающие расчетным высотам индивидуальных волн, найдены по формулам, предложенным Г. В. Матушевским:

$$\tau_{hR} = (k_i \tau_R / g)^{1/2}, \quad (7.31)$$

в которой $k_i = 26$ для расчета τ_{hR} , $k_i = 33$ и $k_i = 21$ для расчета вероятностных интервалов τ_u и τ_l соответственно (табл. 7.7).

Таблица 7.7

Периоды волн, отвечающие расчетным высотам $\bar{h}_R$, с

R лет	τ	Район					
		1	2	3	4	5	6
1	$\tau_{1,1}$	8,2	8,7	9,0	10,0	10,0	10,0
5	$\tau_{1,5}$	8,9	9,4	9,7	10,2	10,8	10,7
10	$\tau_{1,10}$	9,1	9,7	10,0	10,5	11,1	10,9
25	$\tau_{1,25}$	9,5	10,1	10,4	10,9	11,5	11,3
50	$\tau_{1,50}$	9,7	10,3	10,7	11,1	11,8	11,6

Оценить влияние приливных течений на расчетные значения параметров волн (и в первую очередь высот) можно следующими способами:

1) по климатическим выборкам параметров волн, составленным с учетом их трансформации и генерации на синхронных течениях;

2) по режимно-климатическим функциям параметров волн, построенным на максимальных (за приливной цикл) встречных течениях.

Поскольку пока остается открытым вопрос о квазистационарной функции распределения высот волн $G(h; \bar{h})$ на течениях, входящей в выражения для расчета высот индивидуальных волн (7.19) и (7.29), речь будет идти только о средних высотах волн $\bar{h}_R$. Поэтому полученные здесь расчетные значения средних высот волн на течениях должны рассматриваться как оценочные, дающие информацию о возможных отклонениях расчетных значений $\bar{h}_R$ в районах постоянного действия течений от $(\bar{h}_0)_R$, рассчитанных для условий спокойной воды.

Рассмотрим последовательно перечисленные способы оценки влияния приливных течений на расчетные значения средних высот волн. В п. 7.5 показано, что синхронные приливные течения оказывают влияние на режимно-климатическую функцию средних высот волн только в районе 6. Расчетные значения средних высот волн, снятые с функций $F(\bar{h}_0)$ и $F(\bar{h})$ в этой точке, приведены в табл. 7.8. Величины $\bar{h}_R$ превышают $(\bar{h}_0)_R$ на 0,3—0,6 м, или на 9—11 %.

Таблица 7.8

Расчетные значения средних высот волн, найденные по $F(\bar{h}_0)$ (A), $F(\bar{h})$ (B) и разницы между ними (C) в точке 6, м

R лет	1	5	10	25	50
A	3,2	4,0	4,4	4,9	5,3
B	3,5	4,4	4,9	5,4	5,9
C	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6

Значения $\bar{h}_R$, рассчитанные по режимно-климатическим функциям $F(\bar{h})$ на максимальных встречных полусуточных приливных течениях (см. рис. 7.5), т. е. в мезомасштабном интервале, приведены в табл. 7.9. В скобках даны отклонения (%) расчетных значений от значений, полученных при отсутствии течений.

Наибольшие отклонения $\bar{h}_R$ от $(\bar{h}_0)_R$ (14,3—15,9 %) отмечаются в районе 6, где скорость полусуточной составляющей приливного течения достигают 200 м/с. В остальных районах моря отклонения $\bar{h}_R$ от $(\bar{h}_0)_R$ либо не отмечаются совсем (рай-

Таблица 7.9

Расчетные значения средних высот волн, рассчитанные по режимно-климатическим функциям $F(\bar{h})$ на максимальных полусуточных встречных приливных течениях, м

R лет	Район					
	1	2	3	4	5	6
1	2,2 (0)	2,5 (4,2)	2,5 (0)	2,8 (3,7)	3,0 (7,1)	3,7 (15,6)
5	2,9 (0)	3,2 (6,7)	3,2 (0)	3,6 (2,8)	4,0 (5,3)	4,6 (15,0)
10	3,2 (0)	3,5 (2,9)	3,6 (0)	4,1 (5,1)	4,5 (4,7)	5,1 (15,9)
25	3,6 (0)	3,9 (5,4)	4,1 (0)	4,8 (4,3)	5,1 (4,3)	5,6 (14,3)
50	3,8 (0)	4,2 (5,0)	4,4 (0)	5,1 (4,1)	5,6 (3,7)	6,1 (15,1)

оны 1, 3), либо не превышают 0,2 м, что соответствует относительной разности 4,2—6,7 %.

Итак, в данной главе получены новые расчетные значения высот и периодов волн и оценки влияния приливных течений на расчетные волны. Сравним их с режимно-климатическими характеристиками волн, приведенными в работах [7, 19, 131]. Сведения о волнении, содержащиеся в работе [7], получены по 10-летнему базисному ряду по типизированным полям ветра. Как показано в работе [65], режимно-климатические характеристики ветровых волн, рассчитанные по 10-летним базисным рядам, обладают большой изменчивостью. Поэтому использование 35-летнего базисного ряда дает возможность получить более надежные характеристики волнения. В настоящей работе устранен еще один источник неточностей: режимно-климатические функции параметров волнения построены не по типизированным, а по реальным полям атмосферного давления, так как использование типизированных полей для морей с сильно изрезанной береговой чертой в ряде районов может привести к существенному искажению высот и периодов волн. Сведения о волнении, содержащиеся в справочниках Регистра СССР [19, 131] получены в основном путем обобщения полутных судовых наблюдений. Сравнение их (в сопоставимых величинах) с высотами волн $(\bar{h}_0)_R$, рассчитанными по 35-летнему базисному ряду по режимно-климатическим функциям (см. рис. 7.3) (табл. 7.10), показывает, что расчетные высоты волн, полученные по данным Регистра [131] несколько превосходят значения $(\bar{h}_0)_R$. Учет влияния синхронных течений в северной части моря приближает значения $\bar{h}_R$ к $(\bar{h}_0)_R$.

В заключение перечислим основные черты ветроволнового режима Белого моря.

1. Штормовая активность в Белом море отличается существенным сезонным ходом и большой меж-

Таблица 7.10

Расчетные значения средних высот волн, полученные по 35-летнему базисному ряду (A), по данным Регистра СССР (B) и с учетом синхронных приливных течений (C) в районе 6, м

R лет	A	B	C
1	3,2	3,7	3,7
5	4,0	4,6	4,6
10	4,4	5,0	5,1
25	4,9	5,3	5,6
50	5,3	5,6	6,1

годовой изменчивостью. Количество штормов в осенне-зимний период в 4–5 раз выше, чем в весенне-летний. Неравномерно распределены штормы и по годам: от 8 до 61 штормов в год. Весной и летом преобладают сильные ветры северо-восточного направления, а осенью и зимой — юго-западного. Ветры более 20 м/с в центральной части моря и Двинском заливе наиболее часто встречаются в октябре; в остальных районах моря — в декабре. Для них преобладающими направлениями будут северо-западное и западное.

2. В Белом море выделяются 2-, 6,5-, 11- и 13-летние циклы штормовой активности.

3. Расчетные высоты индивидуальных волн могут достигать больших значений не только в северной части моря, но и в центральных районах мо-

ря — 16 и 15 м соответственно. Консервативные оценки полученных расчетных высот волн путем моделирования экстремальных штормовых ситуаций подтвердили достоверность найденных значений высот волн.

4. Поля волнения в Белом море неоднородны, и каждый район характеризуется своими региональными особенностями. Наименее штормовой район — Кандалакшский залив, наиболее штормовой — Воронка.

5. Приливные течения влияют на расчетные высоты ветровых волн. Учет синхронных течений приводит к увеличению значений $\bar{h}_R$ на 9–11 %, а учет наибольших за приливной цикл течений может увеличивать значения $\bar{h}_R$ на 14–16 %.

8. ПРИЛИВЫ И ПРИЛИВНЫЕ ТЕЧЕНИЯ

8.1. Особенности приливов и приливных течений Белого моря

Приливы в Белом море ярко выражены и зачастую играют определяющую роль в его термо-гидродинамическом режиме. Развитие представлений о происхождении и распространении приливных волн в Мировом океане и окраинных морях изложено во многих монографиях, например в [42, 85, 104].

Общие сведения. Термин «прилив» обычно используется для обозначения периодических изменений уровня моря, обусловленных приливообразующими силами, как следствием небольшой гравитационной неуровновешенности притяжений Луны и Солнца. В этих изменениях выделяется несколько стадий: поднятие уровня (прилив), наивысшее положение уровня (полная вода), падение уровня (отлив), наинизшее его положение (малая вода). Разность высот полной и смежной малой вод относительно среднего уровня называется величиной прилива. Приливные колебания уровня в отдельном бассейне состоят из двух частей: собственного прилива, представляющего собой реакцию бассейна на прямое действие приливообразующей силы, и индуцированного прилива, обусловленного проникновением в бассейн приливных волн из смежных бассейнов. Длины таких приливных волн имеют порядок 1000 км.

В Белом море приливные колебания уровня вызываются приливной волной, поступающей из Баренцева моря, поскольку собственный прилив весьма мал и не превышает 3 см. Наблюдения показывают, что приливы в Белом море изменяются от района к району (рис. 8.1). Наибольших величин прилив достигает в Мезенском заливе, в Горле он уменьшается, а в Бассейне едва достигает 1 м. Наименьшая величина прилива отмечается на границе Горла и Бассейна у м. Вепревского и р. Зимняя Золотица. В Онежском заливе приливные колебания уровня вновь возрастают.

Как видно из рис. 8.1, приливы в Белом море полусуточные, когда в течение лунных суток (24 ч 50 мин) наблюдаются две полных и две малых воды. В Белом море из-за его морфометрических особенностей правильные полусуточные приливы не отмечаются. Деформация приливной волны мелководьями приводит к тому, что полусуточные приливы становятся несимметричными (мелководными),

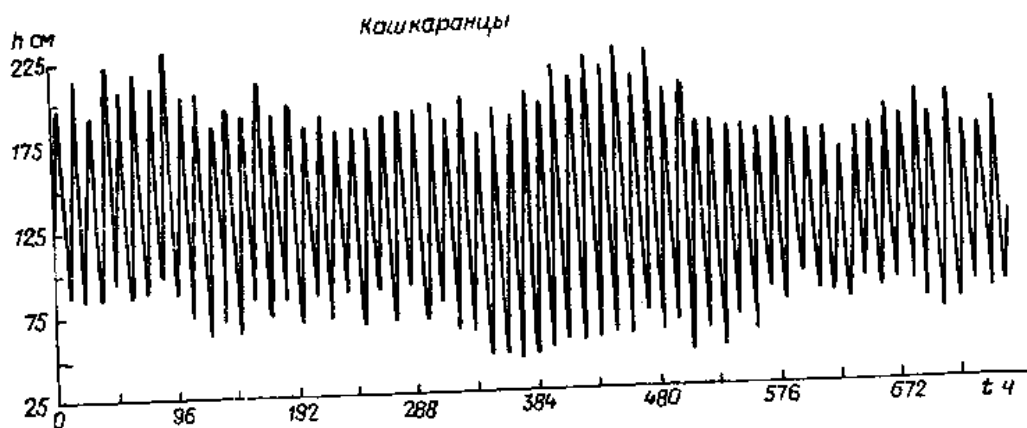
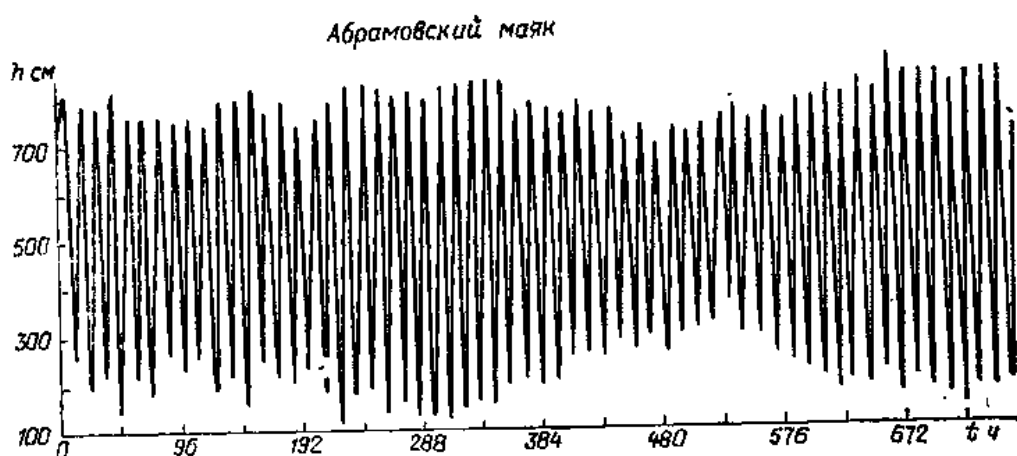
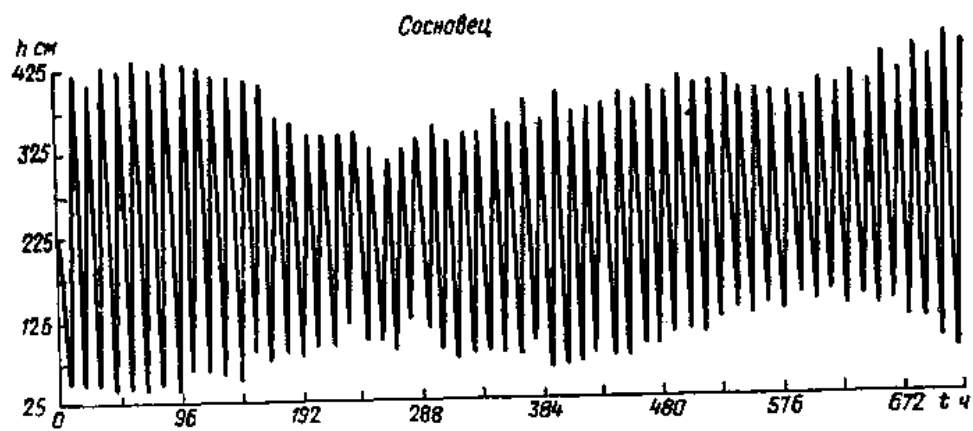
когда время падения уровня значительно отличается от времени роста. Наиболее ярко эта особенность проявляется в колебаниях уровня в Кандалакшском заливе, где время роста меньше времени падения и в Двинском заливе, где время падения уровня меньше времени роста. Иногда падение или рост уровня в суточном цикле могут на некоторое время приостановиться и даже смениться кратковременным ростом или падением. На Белом море такое явление получило название «маниха». В некоторых случаях приливы настолько сильно искажаются, что в сутки наблюдается уже четыре полных и малых воды. Примером таких двойных полусуточных приливов могут служить приливы у м. Вепревского (см. рис. 8.1).

Моменты наступления полных и малых вод и их высоты изо дня в день постепенно меняются. Различают три типа таких изменений:

1) синодический тип, при котором наибольшие амплитуды (сизигийные приливы) встречаются в периоды, близкие к полнолуннию и новолуннию, а наименьшие амплитуды (квадратурные приливы) обнаруживаются в первой и третьей четвертях Луны. Промежуток времени между сизигийными приливами и новолунием называют возрастом полусуточного прилива. Он может иметь значения в пределах от +7,5 до –7,5 сут. Неравенство приливов, определяемое фазами Луны, называется фазовым или полумесячным неравенством;

2) деклинационный тип, при котором суточное неравенство зависит от склонения Луны, определяемого углом между экваториальной плоскостью Земли и прямой, соединяющей Землю и Луну. Тогда говорят о тропических, имеющих наибольшую амплитуду, и равноденственных, имеющих наименьшую амплитуду, приливах в зависимости от того, имеет ли Луна соответственно максимальное склонение или находится в экваториальной плоскости. Этот тип изменений свойствен смешанным и суточным приливам, которые в Белом море почти не наблюдаются. Промежуток времени от момента наибольшего склонения Луны до наступления тропических приливов называется возрастом суточного прилива и имеет значения от +6,83 до –6,83 сут;

3) аномалистический тип, при котором изменения величины прилива связаны с изменением расстояния Земля–Луна. Амплитуда приливов уменьшается с увеличением этого расстояния.



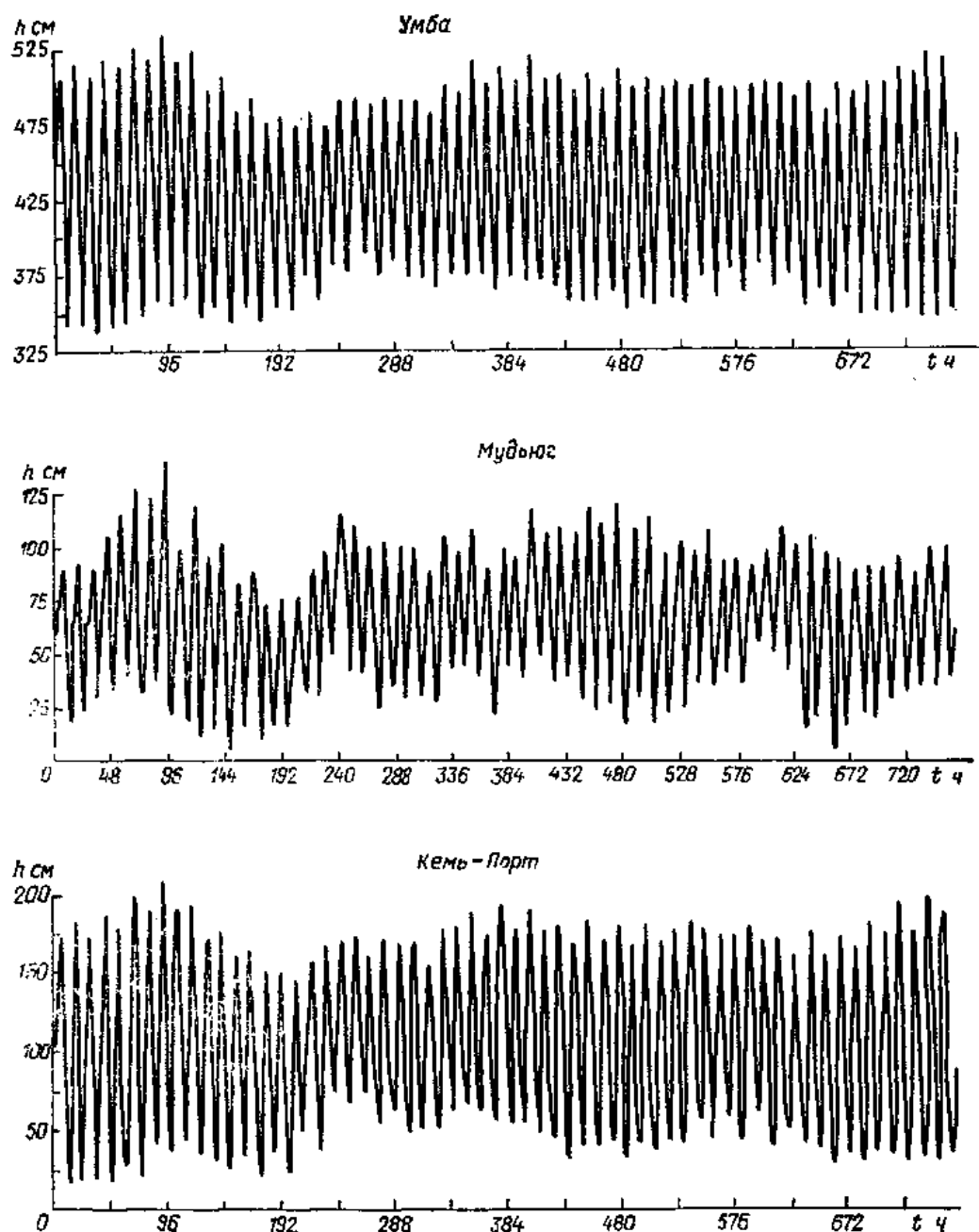


Рис. 8.1. Приливные колебания уровня для побережья Белого моря.

Наибольшие амплитуды встречаются в период прохождения Луны через перигей, а наименьшие — при прохождении Луны через апогей. Такое неравенство называется параллактическим или месячным неравенством, так как оно имеет цикл, равный аномалистическому месяцу (27,555 сут). Возраст параллактического прилива изменяется в пределах $-13,77$ до $+13,78$ сут.

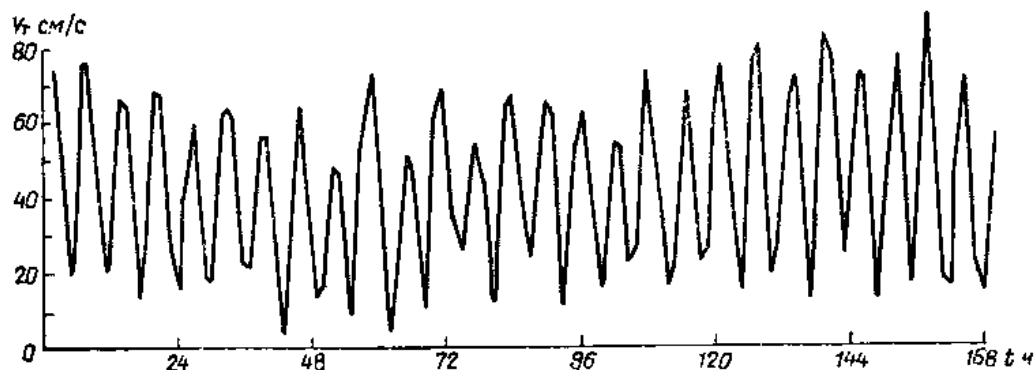
С приливными волнами, кроме колебаний уровня, связаны и приливные течения. В открытой части моря они имеют вращательный характер, когда за приливной цикл конец вектора скорости описывает горизонтальный эллипс. Вблизи берега или в узких приливах, таких как Горло, течения становятся реверсивными, а эллипс вырождается в прямую. В зависимости от типа волны, формирующей прилив, течение может совпадать по фазе с колебанием уровня моря (прогрессивная волна) или будет в противофазе с ним (стоячая волна). Чаще всего в Белом море имеет место промежу-

точное состояние (прогрессивно-стоячая волна). Так же как и уровень моря, приливные течения искажаются мелководьями и становятся несимметричными. В мелких реках, таких как Мезень, приливные течения достигают скоростей, больших скорости движения самой волны, и возникают приливные боры.

Сравнивая рис. 8.1 и 8.2, видим, что наибольшие приливные течения отмечаются там, где велики приливы, т. е. в Воронке, Мезенском заливе, Горле. Исключение составляет район на границе Горла и Бассейна, где колебания уровня малы, а течения значительны. Так же как и в уровнях, в приливных течениях наблюдается неодинаковое время «роста» и «падения». Приливным течениям в Белом море свойственны те же неравенства, что и приливным колебаниям уровня.

Общепринятым является представление наблюдаемого прилива в виде суммы простых гармонических составляющих с периодами, соответствующи-

Горло



Мезенский залив

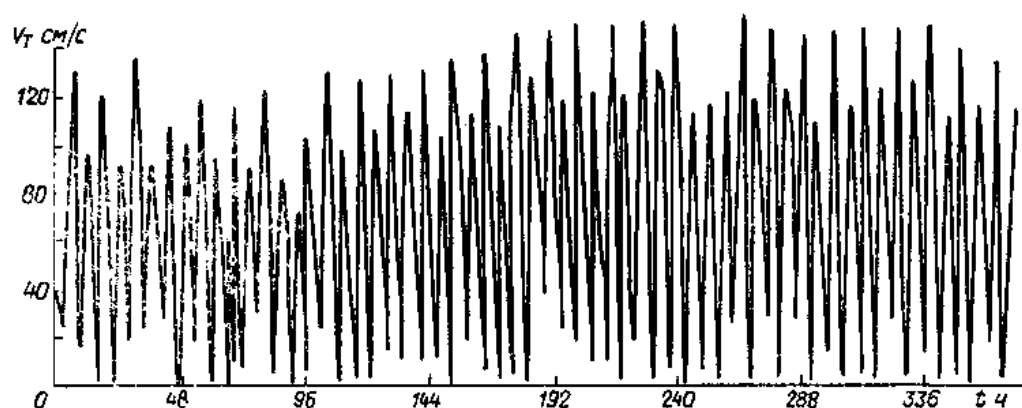


Рис. 8.2. Временной ход модуля скорости течения для некоторых районов Белого моря.

щими периодам составляющих такого же гармонического разложения потенциала приливообразующей силы. В Белом море преобладают приливные волны полусуточного периода: M_2 , S_2 , N_2 , K_2 . Из-за мелководий, сложных береговых очертаний эти составляющие в Белом море взаимодействуют друг с другом, нелинейно искажаются, генерируя тем самым дополнительные гармоники, которые в силу причин, их определяющих, называются мелководными. В Белом море преобладают мелководные 1/4-суточные волны M_4 и MS_4 и 1/6-суточная волна M_6 . Волны M_4 и M_6 образуются в результате нелинейного искажения полусуточной гармоники M_2 , а MS_4 получается при взаимодействии волн M_2 и S_2 . Эти мелководные волны в большинстве районов Белого моря превышают основные суточные K_1 и O_1 и даже некоторые полусуточные.

Разложение приливной кривой хода уровня и течений по гармоническим составляющим позволяет более наглядно описать ее свойства определить основные особенности. По гармоническим постоянным производится предвычисление приливов на любой срок. Такая работа проводится в Государственном океанографическом институте Госкомгидромета СССР. Результаты ее составляют содержание Таблиц приливов для Белого моря, составляемых в ГОИНе ежегодно на ряд лет вперед и издаваемых ГУНиО ВМС СССР.

Временная изменчивость гармонических постоянных прилива и приливных течений. Значительная сезонная изменчивость гидрологической структуры и динамического состояния вод Белого моря является основной причиной временных вариаций

амплитуд и фаз гармонических постоянных приливных волн.

Весной таяние льдов и значительный материковый приток приводят к повышению среднего уровня отдельных районов моря и вызывают резкую стратификацию его вод. В этой связи, как, например, показано с помощью гидродинамического моделирования [151], существенным изменениям подвергаются структура и характер динамики мелководных и второстепенных волн прилива. Так, амплитуды и фазы волн N_2 , O_1 , MS_4 , M_6 и других в Двинском и Кандалакшском заливах в мае, когда отмечается наибольшее повышение среднего уровня моря за счет речного притока, отличаются от средних годовых на 4—6 см по амплитуде и на 10—18° по фазе.

В приливных течениях эти особенности весеннего гидрологического режима сказываются еще более значительно, что связано с развитием внутренних волн. На некоторых станциях наблюдений за течениями в Двинском заливе весение и летние гармоники различаются на 8 см/с по амплитуде и 23° по фазе. В весеннее время заметна и изменчивость гармонических постоянных течений M_2 по вертикали.

К лету происходит выравнивание контрастов в гидрологической структуре вод Белого моря и приближение его среднего уровня к средней годовой отметке. В результате происходит уменьшение расхождения амплитуд и фаз волн прилива от средних годовых значений. Максимальное отличие в это время сравнимо с ошибками вероятностного характера и достигает всего 1 см по амплитуде и 0,5° по фазе. Это же отличие относится и

к гармоническим постоянным приливных течений Белого моря.

Осенью гидрологические характеристики вод Белого моря еще более сглаживаются. Однако из-за усиления штормовой активности и развития стоно-патоных колебаний уровня и течений, которые нелинейно взаимодействуют с приливными волнами, происходит увеличение изменчивости амплитуд и фаз гармонических составляющих. Так, в октябре—ноябре амплитуды волн M_2 и S_2 на ст. Сосновец отличаются от средних годовых значений на 2 и 3 см соответственно.

Зимой почти вся акватория Белого моря покрыта плавучими льдами и припаем. Обычно в таких условиях уменьшается скорость распространения приливной волны и ее амплитуда. Сравнение наблюдений за приливами в летний и зимний сезоны показывает, что зимой приливная волна от Сосновца до Мудьюга распространяется на 35 мин дольше, чем летом. Еще больше эта разность для Онежского залива. Здесь при наличии льда приливная волна почти на 1 ч дольше проходит путь от ст. Кемь-Порт до Онеги. Однако запаздывания не происходит для Горла и Бассейна, т. е. в заливах приливная волна более «чувствительна» к наличию ледяного покрова, чем в проливах. Повсеместно в Белом море высоты полных вод зимой меньше этих же высот летом. Наибольшее уменьшение высот отмечается в Онежском (до 47 см) и Двинском (до 34 см) заливах. Кроме того, частая смена ледовой обстановки, характерная для Белого моря зимой, обуславливает большую изменчивость амплитуд и фаз волн прилива по сравнению с безледным периодом.

Другой причиной изменчивости гармонических постоянных является модуляция главных волн подалыными волнами, которые можно выделить только из анализа наблюдений 19-летней продолжительности. Эти волны возникают вследствие медленных изменений перигея и средней широты восходящего узла лунной орбиты. Например, волна M_2 модулируется своей подалыной составляющей, имеющей частоту 28.982...°/ч. Такое возмущение не превышает 4% от амплитуды главной волны [162].

Очень важным, но малоизученным механизмом, вызывающим изменчивость амплитуд и фаз гармоник, является нелинейное межволновое взаимодействие. Можно заметить, например, что волна M_2 модулируется не только подалыной составляющей, но и волнами, генерируемыми посредством нелинейного взаимодействия основных. Так, нелинейная комбинация волн K_1 и O_1 приводит к возникновению трех волн: KO_2 и двух KO_3 — подалыных, а взаимодействии M_2 со своей подалыной гармоникой к еще одной. У этих волн одинаковые или почти одинаковые угловые скорости и их прямое выделение, даже из годовой серии наблюдений, невозможно.

Исследуя модуляцию лунной полусуточной волны для портов в Англии, Картрайт [162] нашел, что она объясняется не только межволновым взаимодействием, но и взаимодействием прилива с низкочастотными колебаниями среднего уровня.

Во многих случаях весь комплекс перечисленных физических причин приводит к незначительным флюктуациям амплитуд и фаз основных волн. Однако, как показано Л. А. Сгибневой [122], для мелководных волн даже небольшая изменчивость

взаимодействующих составляющих может существенно повлиять на пространственную картину их распространения.

С учетом изложенного карты приливов и приливных течений в Белом море должны основываться на результатах гармонического анализа летних наблюдений.

Основные характеристики приливов и приливных течений. Характер приливов. Особенности изменения суточного хода приливов во времени укладываются в три основных типа:

1) полусуточный, при котором ежедневно бывают две полные и две малые воды;

2) смешанный, с преобладанием в течение месяца полусуточного или суточного типа;

3) суточный, при котором бывает одна полная и одна малая вода.

Определение типа или характера приливов и приливных течений в Белом море произведен на основании анализа отклонения суммы амплитуд суточных волн (H_{K_1} и H_{O_1}) к сумме амплитуд полусуточных волн H_{M_2} и H_{S_2} :

$$F = (H_{K_1} + H_{O_1}) / (H_{M_2} + H_{S_2}).$$

Если $0 \leq F \leq 0,25$, то приливы относятся к полусуточному типу, если $0,25 < F \leq 3,0$, то приливы являются смешанными с преобладанием полусуточного типа при $0,75 \leq F \leq 1,5$ и с преобладанием суточного типа при $1,5 < F \leq 3,0$, если $F > 3,0$ приливы принадлежат к суточному типу.

В соответствии с этой классификацией характер приливов в Белом море является полусуточным. Лишь в районах м. Вепревского и р. Зимняя Золотца, где расположены узлы полусуточных приливов, он становится смешанным, с преобладанием полусуточного типа.

Неравенство приливов. Фазовое неравенство, характеризующееся соотношением H_{S_2}/H_{M_2} , не превышает 0,21—0,27, т. е. оно меньше теоретического значения 0,43. Следовательно, это неравенство выражено в Белом море незначительно.

Параллактическое неравенство, определяемое соотношением H_{K_1}/H_{M_2} , имеет среднее значение по всему морю около 0,18, что очень близко к теоретическому значению 0,2.

Так как фазовое неравенство больше параллактического, то наибольшие приливы будут во время сизигии, а не перигея. Отсюда видно, что приливы в Белом море относятся к синодическому типу.

Отмеченная ранее (см. рис. 8.1) несимметричность роста и падения уровня моря связана с мелководными приливами. Например, при отношении $H_{M_2}/H_{M_2} = 0,04$ разница между временем падения и роста будет равна 30 мин, а при $H_{M_2}/H_{M_2} = 0,08$ уже 1 ч. Такое соотношение имеет место в большинстве районов Белого моря. Более того, в районе м. Вепревского оно возрастает до 0,5 и приливы приобретают характер двойных полусуточных приливов (см. рис. 8.1).

В совокупности мелководные волны оказывают на характер приливов еще большее влияние. Отношение суммы их амплитуд к сумме амплитуд полусуточных волн превышает 0,08.

Возраст приливов. Возраст полусуточного прилива составляет в большинстве районов 2,0—2,3 сут. за исключением района м. Вепревского, где он увеличивается до 4,2 сут. Поэтому наибольшие за месяц высоты уровня отмечаются приблизительно

через 2 сут после новолуния или полнолуния. На северной оконечности Горла возраст полусуточного прилива становится отрицательным, т. е. сизигийный прилив здесь наступает раньше момента полнолуния или новолуния.

Возраст паралактического прилива в Белом море изменяется в пределах 2,5—3,5 сут и имеет отрицательные значения в Мезенском заливе.

Экстремальные величины приливов. Максимальные превышения и понижения приливного уровня определяются в Белом море полусуточными волнами. Однако из-за влияния мелководных волн эти величины неодинаковы. Полученные гармонические постоянные прилива позволили с помощью метода оптимизации рассчитать экстремальные по астрономическим причинам отклонения уровня Белого моря от его среднего положения для ряда станций с учетом воздействия и мелководных гармоник (табл. 8.1). Результаты расчетов показывают, что величина прилива в Воронке может достигать почти 3,5 м, а в Мезенском заливе — 9,82 м. В Горле она понижается до 3 м, а в Бассейне до 1,5 м. В Кандалакшском заливе величина прилива увеличивается до 2,5 м, а в Двинском, наоборот, уменьшается до 1,4 м. В Онежском заливе величина прилива изменяется от 1,2 м в его устье до 3,2 м в его вершине.

Таблица 8.1

Экстремальные уровни, возможные по астрономическим условиям на Белом море

Пункт	Уровень, см		Пункт	Уровень, см	
	максимальный	минимальный		максимальный	минимальный
о. Вешняк	334	—400	Кий-остров	164	—151
Сосновец	228	—221	Онега	171	—150
р. Чапона	69	—91	Жигжиг	72	—75
Чаваньга	80	—105	Унскый маяк	62	—62
р. Варгуза	81	—116	Мудьюг	58	—64
Кузомень	78	—81	Зимнегорский маяк	39	—40
Кашкаранны	99	—100			
Умба	113	—111	Вепревский маяк	22	—45
м. Картеш	113	—123			
г. Чула	124	—130	Ины	118	—98
Кереть	113	—181	м. Воронов	308	—280
Гридино	111	—108	Абрамовский маяк	389	—356
Кемь-Порт	97	—101			
Соловки	51	—55	Семжа	526	—456
Жужмуй	64	—70	Мыс Конушин	344	—331
			Шойна	257	—275

Характер приливных течений. По сравнению с приливными колебаниями уровня относительная доля суточных и мелководных составляющих возрастает. Это приводит к тому, что центральная и прилегающая к Летнему берегу части Двинского залива, а также обширные пространства от устья Кандалакшского залива до губы Чула заняты районами со смешанным характером приливных течений (рис. 8.3).

Для всего моря отношение суммы мелководных волн к сумме полусуточных составляет в среднем 0,3, а в Кандалакшском и Двинском заливах повышается до 1,4—1,5. Все это свидетельствует о том, что временная изменчивость приливных течений намного сложнее, чем изменчивость колебаний уровня.

Она может зависеть не только от фаз Луны, но и от ее склонения.

Неравенство приливных течений. Фазовое неравенство в приливных течениях выражено значительно резче, чем в колебаниях уровня, и изменяется в пределах моря от 0,3 до 0,5. Следовательно, в сизигию скорости приливного течения будут в 2—3 раза превышать скорости течения в квадратуру. В указанных районах со смешанным характером

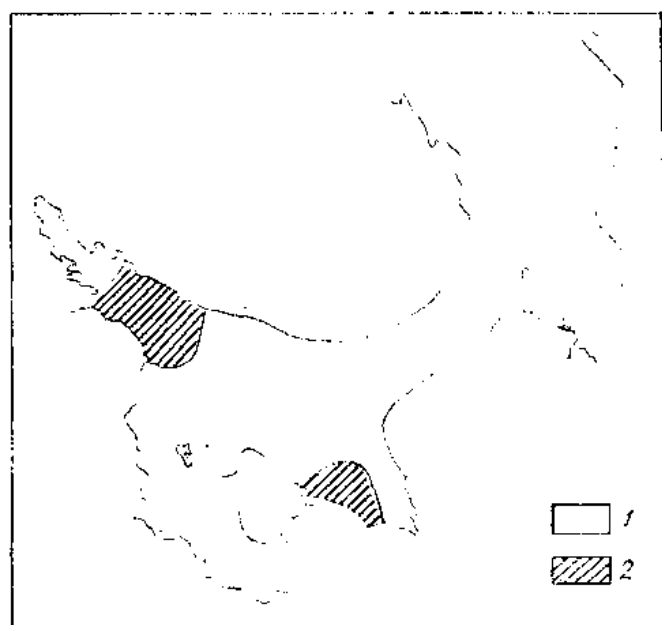


Рис. 8.3. Характер приливных течений.

1 — правильные полусуточные приливные течения; 2 — неправильные.

приливные течения будут подвержены изменениям, вызванным тропическим неравенством (H_0/H_K). Эти изменения весьма существенны, так как отношение H_0/H_K в этих районах составляет 0,85. Поскольку и для других частей моря относительная доля суточных составляющих более заметна, чем в колебаниях уровня, то суточное неравенство в приливных течениях выражено ярче, чем в изменениях уровня (см. рис. 8.2).

Возраст полусуточных течений в Белом море составляет, как правило, 1,8 сут, т. е. максимальные скорости их наступают почти через 2 сут после полнолуния или новолуния. Возраст суточных течений от 3 сут в северной части моря до 4—6 сут в Бассейне и его заливах.

Распределение по акватории моря максимальной скорости приливных течений имеет сложный характер и значительную пространственную изменчивость. Наибольшие значения наблюдаются на границе Воронки и Мезенского залива, где достигают 200—220 см/с. У Терского берега в Горле максимальная скорость составляет 100 см/с. На выходе из Горла в Бассейн наибольшая скорость приливного течения резко уменьшается с 80 до 20 см/с и в самом Бассейне не превышает этого значения. Затем она возрастает до 80—100 см/с в Соловецких Салмах и Онежском заливе.

Приливные (котидальные) карты. Для описания географического распределения приливов обычно строятся котидальные карты для каждой гармоники, на которых проводятся линии равных фаз, соединяющие точки, где полная вода наступает в один и тот же момент времени, и линии равных амплитуд.

По результатам гармонического анализа методом Дудсона береговых и островных наблюдений за приливами были построены котидальные карты для суточных (K_1 , O_1), полусуточных (M_2 , S_2 , K_2 , N_2) и четвертьсуточных (M_4 , MS_4) составляющих

ловых линий. Однако в природе наблюдаются в основном смешанные волны, у которых и амплитуда и фаза изменяются вдоль оси распространения. В узлах стоячей доли таких волн котидальные линии сгущаются, образуя в поле силы Корнелиса

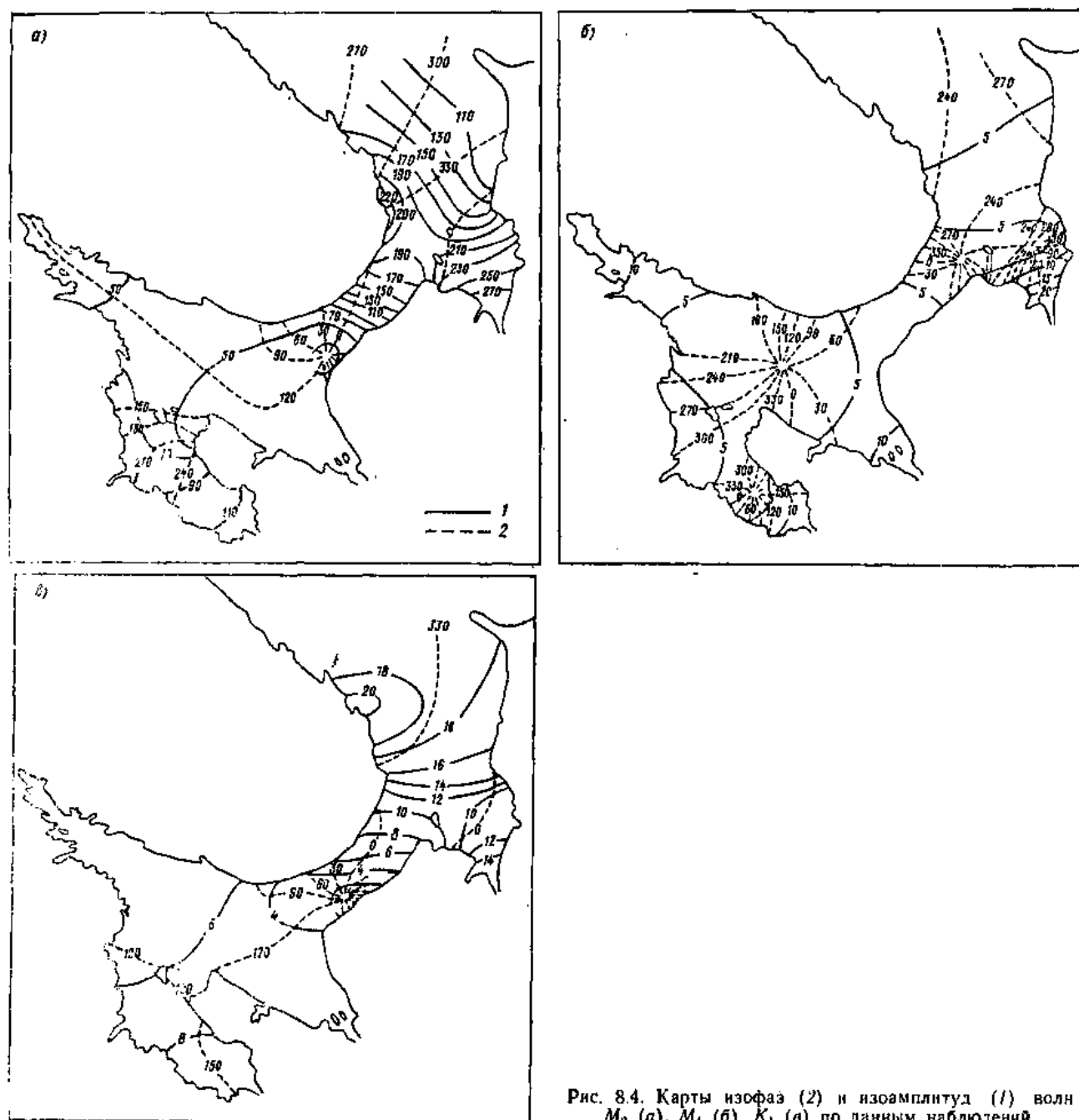


Рис. 8.4. Карты изофаз (2) и изоамплитуд (1) волн M_2 (а), M_4 (б), K_1 (в) по данным наблюдений.

прилива. Уточнение и детализация этих карт в открытых частях моря проведена по данным о течениях с помощью подхода, разработанного Праудменом и Дудсоном [199].

Карты изофаз и изоамплитуд полностью характеризуют структуру приливных колебаний, формируемых отдельной гармонической составляющей. В прогрессивной волне линии изофаз изображают последовательное положение гребня волны от часа к часу. В стоячей волне изменения фазы вдоль оси происходят скачком на 180° в узловых точках, а на участках между ними постоянна. В этом случае котидальные линии отсутствуют и приливная карта состоит из изоамплитуд, сгущающихся у уз-

амфидромические системы, а изоамплитуды в центре амфидромии приобретают минимальные значения. Отметим, что в таких прогрессивно-стоячих волнах котидальные линии не совпадают с гребнем волны. Близкие по периодам приливные составляющие имеют одинаковые характерные особенности, что позволяет ограничиться рассмотрением наиболее значительных для своего частотного диапазона полусуточная волна M_2 , четвертьсуточная волна M_4 (рис. 8.4).

Главной особенностью волны K_1 является амфидромическая система в Горле с центром в районе м. Инцы. Обращение изофаз в этой амфидромии происходит против часовой стрелки, а ее центр сме-

щен влево, если смотреть по направлению распространения волны. Наибольшая амплитуда волны K_1 и других суточных волн отмечается на входе в Белое море у Лумбовского залива ($H_{K_1}=22$ см, $H_{O_1}=8$ см, $H_{P_1}=5$ см, $H_{Q_1}=4$ см). В самом море эти

расположения линий равных фаз на северной оконечности Горла. Оно показывает, что распространение прилива в Мезенский залив начинается через Моржовецкую Салму, а уж потом через створ о. Моржовец — м. Конушин. Это вызвано рефрак-

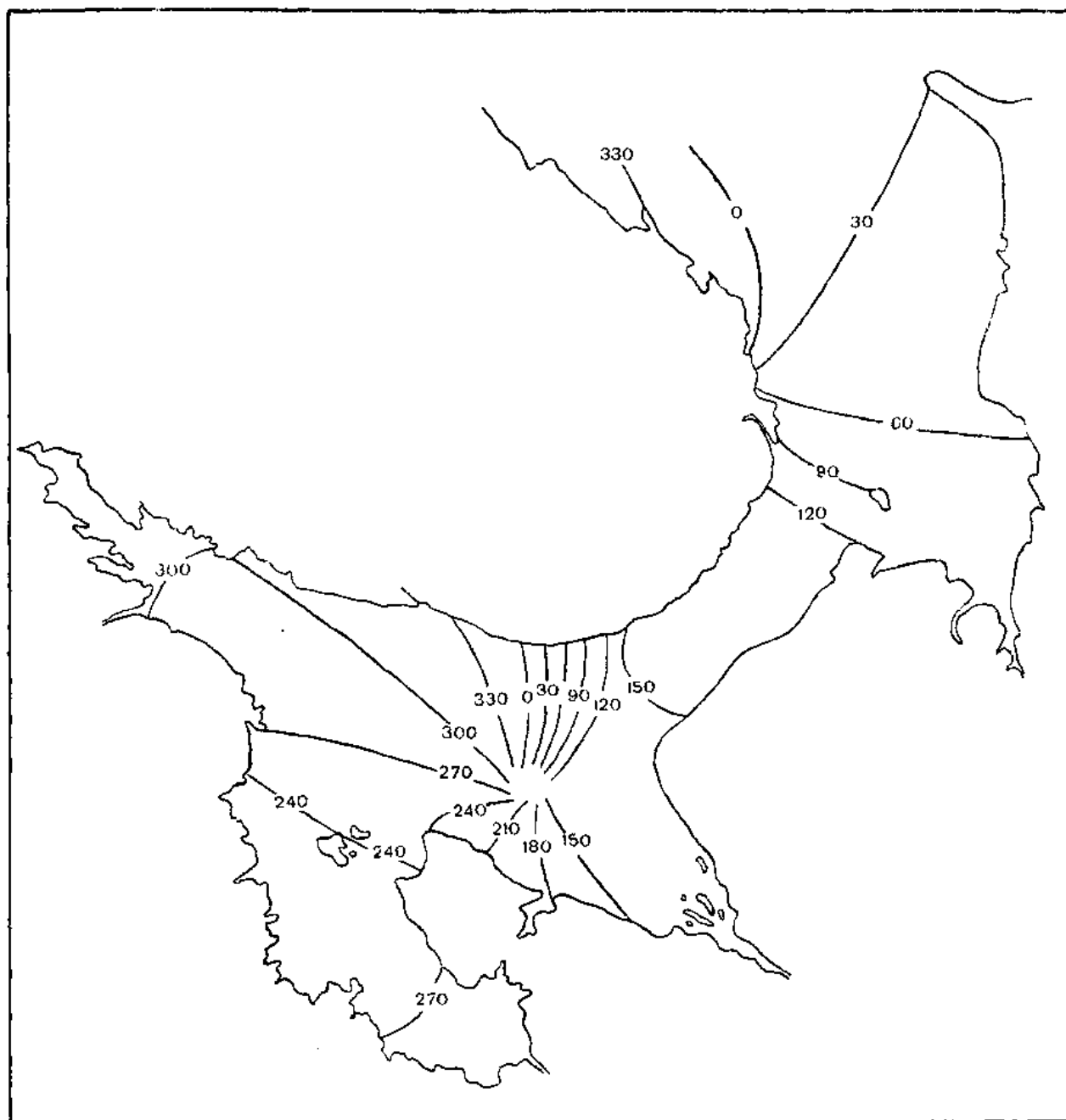


Рис. 8.5. Карта изофаз приливных течений M_2 по данным наблюдений, °.

амплитуды малы и не превышают 7—8 см на основной акватории, несколько возрастая в вершинах заливов.

Для полусуточных приливов (рис. 8.4 б) характерно наличие амфидромической системы, центр которой расположен на траверзе м. Вепревского. Он смещен влево от оси Горла, как и у волны K_1 . Однако это смещение у амфидромий волн M_2 , N_2 и S_2 неодинаково. Наибольшее оно у амфидромии волны N_2 , центр которой находится примерно в 2 милях от берега, а наименьшее — у волны S_2 . Для составляющих M_2 и S_2 отмечается амфидромия у Летнего берега Онежского залива. Следует отметить характер

цей приливной волны на моржовецких мелководьях. Здесь же, в Мезенском заливе, наблюдаются и наибольшие амплитуды полусуточных волн N_2 , M_2 , S_2 , K_2 , равные соответственно 0,5; 3,0; 0,7; 0,2 м.

Карта изофаз и изоамплитуд преобладающей мелководной гармоник M_4 имеет сложный характер (см. рис. 8.4 б). На нем выделяются четыре амфидромических системы. Амфидромические системы Мезенского залива и Горла связаны общей пучностью, расположенной в Воронке. В свою очередь системы амфидромий Горло—Бассейн и Бассейн—Онежский залив имеют общие пучности соответственно юго-западнее м. Инцы и в районе Соловецких

островов. Таким образом, в Белом море существует связанная система колебаний четвертьсуточного периода, охватывающая все море.

Расположение амфидромии на оси Мезенского залива свидетельствует о стоячем характере волн M_4 . В то же время в Горле и Бассейне в структуре четвертьсуточной приливной волны заметна и прогрессивная составляющая.

Наибольшие амплитуды гармоник M_4 наблюдаются в вершине Мезенского залива, где они достигают 28 см. В Кандалакшском заливе они также велики и достигают 20 см. Заметим, что амплитуда 1/6-суточной волны M_6 имеет максимальное значение в устьях рек Мезени и Кулоя и равна 20 см. В отдельных районах моря она, как правило, не превышает 5–8 см.

Кроме того что метод Праудмена и Дудсона [199] позволил существенно уточнить в открытых частях моря котидальные карты, он дает возможность оценить вклад различных сил в формирование отдельных составляющих прилива. Как показали расчеты, для полусуточных волн преобладающими по всему морю являются силы временной инерции, Кориолиса и трения. Силами пространственной инерции, даже в мелководном Мезенском заливе, можно пренебречь. Изменяется в соответствии с географическим положением и относительная величина тех или иных сил. Так, если для Воронки, Горла, Мезенского и Онежского заливов отношение силы трения к сумме остальных сил составляет 10–20%, то для глубоководной части моря оно уменьшается до 4%. В формировании структуры мелководных волн роль сил трения и пространственной инерции относительно их вклада в формирование главных волн повышается.

Карты приливных течений. Пространственная картина приливных течений соответствует наблюдающейся структуре уровней колебаний. Так, как видно из рис. 8.5, в зонах пучностей приливных волн расположены районы со слабыми течениями, а в узлах — зоны со сравнительно сильными течениями. Скорости приливных течений K_1 и O_1 имеют средние по морю значения, равные 3–5 см/с, с максимумом на северной оконечности Горла, где они достигают 13 см/с. Любопытно, что в приливных течениях в Белом море нет такого заметного преобладания волны K_1 над O_1 , как в приливах.

У полусуточных течений M_2 наблюдается вырожденная амфидромия в Воронке, одновременное наступление максимальной скорости в южной половине Горла и амфидромия в Бассейне. В обеих амфидромных течениях обход котидалей происходит по часовой стрелке, что нашло свое отражение и во вращении вектора течения от часа к часу. В Воронке, Мезенском заливе, Горле (за исключением береговых районов, прилегающих к м. Ишцы), Бассейне, частично в Двинском и Кандалакшском заливах вращение вектора течения от часа к часу происходит по часовой стрелке. В центральной части Двинского залива и устьевой части (от п-ова Турий) Кандалакшского заливов вращение вектора течения осуществляется против часовой стрелки. Это происходит в результате отражения приливной волны от Летнего берега и вершины Кандалакшского залива, что приводит к значительному ослаблению здесь приливных течений. В этих районах течения приближаются к вращательным, когда вектор течения за приливный период мало отличается по модулю. В остальных районах отношение осей

эллипса находится в пределах от 10 до 20%. В Горле течения становятся реверсивными.

Анализ пространственного распределения направления большой оси эллипса приливного течения M_2 (рис. 8.6) показывает, что приливная волна Баренцева моря, распространяясь через Воронку в районе Орловских мелководий, поворачивается к южному фронту, проходит в Мезенский залив и Горло. На

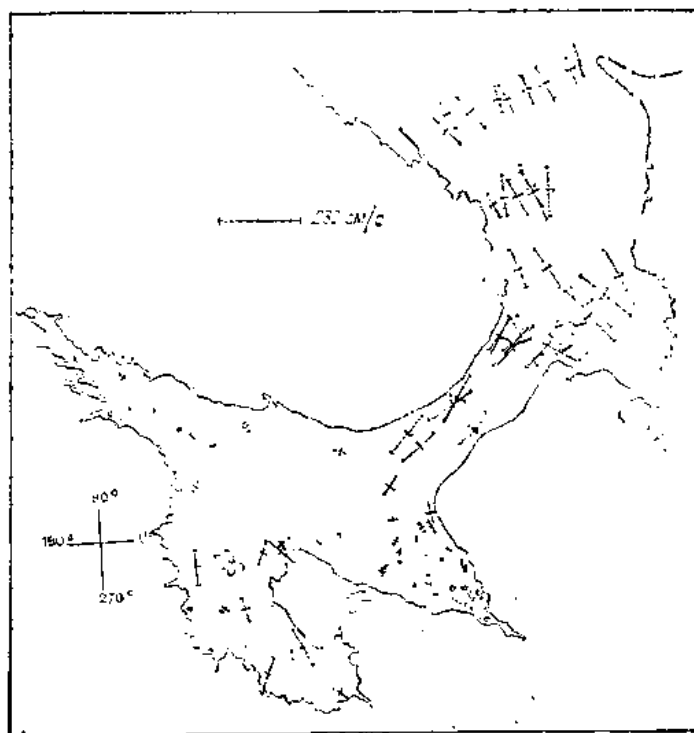


Рис. 8.6. Пространственное распределение осей эллипса приливного течения M_2 по данным наблюдений.

выходе из Горла она генерирует сложную систему волн, распространение которых ориентировано по оси Двинский — Кандалакшский залив. В Двинском заливе характерно меридиональное направление больших осей эллипса.

Максимальные значения модуля вектора скорости течений M_2 и S_2 находятся в Мезенском заливе и достигают там 160 и 50 см/с соответственно. В Горле у Терского берега эти величины составляют соответственно 110 и 40 см/с, а в Онежском заливе — 100 и 30 см/с.

Приливные течения мелководных волн выражены по всему морю достаточно хорошо. Как и колебания уровня, они достигают своих максимальных значений в Мезенском заливе и равны 15–17 см/с для волны M_4 и 10–12 см/с для волны MS_4 . Прослеживаются еще два максимума скоростей течений волн M_4 и MS_4 . Один из них расположен в вершине Кандалакшского залива, где наибольшая скорость течения M_4 составляет 10 см/с, а другой — на входе в Восточную Салму, где этот максимум равен 13 см/с.

8.2. Формирование приливных волн в Белом море

Полусуточные волны. Приливная волна, поступающая из Баренцева моря, в результате дифракции и отражения от берегов порождает в Белом море сложную систему волн, которые формируют прогрессивно-стоячую волну с пучностями в Бассейне и у северного входа в Горло, узлами у юж-

ного входа в Горло и у устья Онежского залива. Выделяется две расположенные под углом друг к другу системы колебаний: прогрессивная — в районе Воронки и Мезенского залива и стоячая — в районе Горла и Бассейна [140].

Как показывают результаты моделирования приливов в Баренцевом море, приливная волна M_2 , распространяющаяся в нем, относится к типу волн Кельвина [201]. Она имеет максимальные колебания уровня у Мурманского побережья. У входа в Белое море величина этих колебаний в среднем равна 110 см. Далее баренцевоморская волна поступает в Воронку Белого моря. Как видно из карт котидалей и изоамплитуд волны M_2 (см. рис. 8.4 б), она достигает м. Святой Нос на 1,5 ч раньше, чем м. Канни Нос. В Воронке эта волна имеет большие амплитуды на правом берегу по ходу своего распространения и меньшие — на левом. Теоретическое соотношение этих амплитуд для волн Кельвина определяется [104] следующим выражением:

$$\xi_n/\xi_d = \exp(fY/\sqrt{gh}), \quad (8.1)$$

где ξ_n и ξ_d — уровень моря на правом и левом берегах по ходу движения волны; Y — ширина бассейна. При характерных значениях ширины и глубины Воронки экспонента в выражении (8.1) равна 2,0.

Наблюдения показывают, что отношение амплитуды волны M_2 у Терского берега к амплитуде этой волны у Каннинского берега составляет 1,8, т. е. оно близко к теоретическому значению для волны Кельвина. Длина волны Кельвина определяется соотношением

$$\lambda = (2\pi/g) \sqrt{gh}. \quad (8.2)$$

Тогда для Воронки $\lambda = 858$ км. Как видно из рис. 8.4 б, расстояние между 6- и 9-часовыми котидалами составляет 203 км, т. е. наблюдаемая волна имеет длину 812 км. Таким образом, поступающая из Баренцева моря полусуточная приливная волна в Воронке Белого моря имеет характер прогрессивной волны Кельвина.

Морфометрические особенности Белого моря приводят к тому, что при своем дальнейшем распространении эта волна испытывает частичное отражение у входа в Горло и на выходе из него, генерируя в Бассейне сложную систему волн Кельвина и Пуанкаре. На наличие отраженной волны Кельвина указывает расположение в Горле амфидромии. Амфидромия смещена влево по ходу волны относительно оси Горла, т. е. встречная волна имеет энергию меньшую, чем у прямой. Поскольку расстояние амфидромической точки от оси Горла известно, то можно оценить энергию отраженной волны по коэффициенту отражения [104]:

$$n = -4y_a \sin \varphi / \sqrt{gh}.$$

Коэффициент отражения оказывается равным 0,8, следовательно отраженная волна содержит 80% энергии падающей волны.

Таким образом, в Воронке приливная волна является волной Кельвина, а в Горле, Бассейне и Онежском заливе имеется две волны Кельвина — прямая и отраженная, и результирующая волна является прогрессивно-стоячей.

Для более детального описания картины распространения полусуточного прилива в Белом море изучим течения M_2 .

Рассмотрим для отдельной точки моря прогрессивную составляющую сложного течения M_2 , распространяющуюся под углом α к оси запад—восток:

$$W = W_n \cos(\sigma t), \quad (8.3)$$

и стоячую составляющую этого течения, направленную на отливе под углом β к оси запад—восток:

$$W' = W_c \sin(\sigma t). \quad (8.4)$$

Здесь σ — угловая скорость волны M_2 . Эти составляющие для прямоугольной правой системы коор-

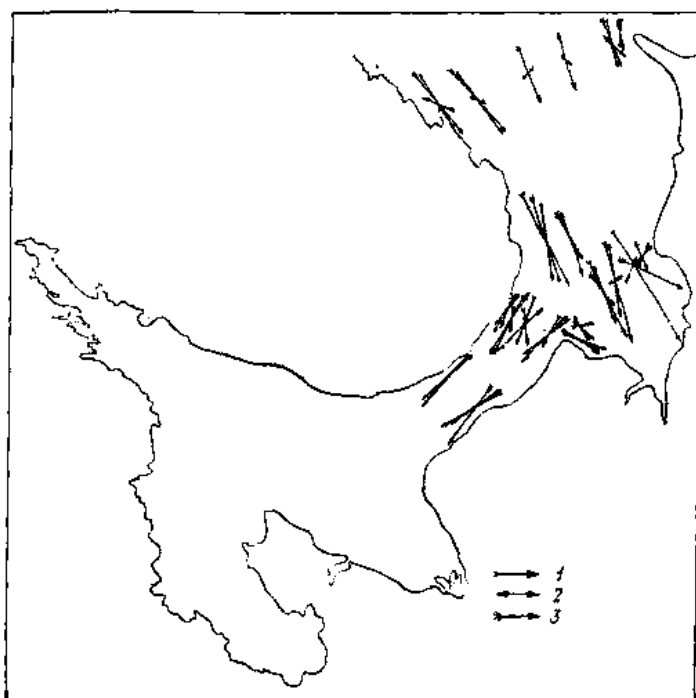


Рис. 8.7. Относительные величины и направления распространения прогрессивной (1), стоячей (2) и суммарной (3) волны течения M_2 .

динат имеют компоненты вдоль осей X и Y :

$$u_n = W_n \cos(\sigma t) \cos \alpha; \quad v_n = W_n \cos(\sigma t) \sin \alpha; \quad (8.5)$$

$$u_c = W_c \sin(\sigma t) \cos \beta; \quad v_c = W_c \sin(\sigma t) \sin \beta. \quad (8.6)$$

Если фазы компонентов течения вдоль осей X и Y , получаемых из гармонического анализа наблюдений, привести к фазе уровня, то можно записать:

$$u \cos(\sigma t - \varphi_u) = u_1 \cos(\sigma t) + u_2 \sin(\sigma t); \quad (8.7)$$

$$v \cos(\sigma t - \varphi_v) = v_1 \cos(\sigma t) + v_2 \sin(\sigma t). \quad (8.8)$$

Из выражений (8.5) — (8.8) следует, что

$$W_n \cos \alpha = u_1; \quad W_n \sin \alpha = v_1; \quad (8.9)$$

$$W_c \cos \beta = u_2; \quad W_c \sin \beta = v_2. \quad (8.10)$$

Тогда амплитуда и углы наклона прогрессивной и стоячей составляющих течения M_2 определяются из соотношений:

$$W_n = (u_1^2 + v_1^2)^{1/2}; \quad W_c = (u_2^2 + v_2^2)^{1/2}; \quad (8.11)$$

$$\alpha = \arctg(v_1/u_1); \quad \beta = \arctg(v_2/u_2). \quad (8.12)$$

Рассчитанные по данным наблюдений за течениями числовые значения и направления прогрессивной и стоячей составляющих приведены для некоторых станций на рис. 8.7. Видно, что на входе в Белое море в приливном течении M_2 доминирует прогрессивная составляющая. Однако уже на тра-

верзе о. Вешняк преобладает стоячая доля и это положение сохраняется вплоть до о. Данилов, где отношение прогрессивной доли к стоячей достигает своего минимума (0,5). Здесь находится узел стоячей составляющей течения M_2 . Далее происходит увеличение прогрессивной составляющей, которая у м. Вепревского превышает стоячую в 1,5—2 раза.

Установленное с помощью проведенного анализа положение амфидромии течений позволяет определить длину прогрессивно-стоячей волны. Так, расстояние от о. Данилов до амфидромии уровня составляет около 140 км, следовательно, длина волны равна 560 км.

Заметим, что представление о структуре прилива M_2 в Белом море, как суперпозиции волн Кельвина, для ряда районов не исчерпывает всю суть явления. Действительно, полученные сведения о характере приливных течений свидетельствуют о наличии в Кандалакшском и Двинском заливах зон с неправильными полусуточными и даже суточными течениями. В указанных зонах эллипс течения имеет большую полноту, а его обход осуществляется против часовой стрелки, т. е. не совпадает с подобными характеристиками для Бассейна, Горла, Воронки и Мезенского залива. Одним из возможных объяснений этого эффекта может быть следующее.

При исследовании структуры компонента скорости течения вдоль продольной оси полузамкнутого канала, связанной с волной Кельвина и отраженной волной Пуанкаре, Тейлор [81] обнаружил, что на его закрытом конце условие непротекания выполняется лишь при учете полного спектра волн Пуанкаре и волны Кельвина. В этом случае образуются стоячие волны Пуанкаре, которые быстро затухают по мере удаления от конца канала, но существование которых не ограничено частотой отсечки. Если же рассмотреть картину течений в канале, описываемую интерференцией волны Кельвина и полного спектра волн Пуанкаре, то можно заметить, что здесь узловые линии течения отсутствуют, а существуют только узловые точки, околтуренные эллипсами течений с большой полнотой и вращением против часовой стрелки. Эта область в свою очередь окружена течениями с направлением обхода вектора по часовой стрелке. Описанная картина качественно согласуется с наблюдаемой в Кандалакшском и Двинском заливах, что дает возможность предполагать существование здесь кроме волны Кельвина и волн Пуанкаре полусуточного периода.

Мелководные волны. Маниха. В формировании беломорских приливов после полусуточных составляющих наиболее существенная роль принадлежит мелководным волнам, особенно четвертьсуточного периода. В сумме четвертьсуточные волны значительно превосходят суточные.

Рассмотрим проблему генерации мелководных волн с помощью проинтегрированных по вертикали уравнений движения

$$\underbrace{\frac{dv}{dt}}_1 + \underbrace{v \cdot \nabla v}_2 + \underbrace{f \cdot v}_3 = -\underbrace{g \nabla \xi}_4 - \underbrace{\frac{K}{h + \xi} v |v|}_5 + \underbrace{A \nabla^2 v}_6 \quad (8.13)$$

и неразрывности

$$\underbrace{\partial \xi / \partial t}_1 + \underbrace{\nabla h \cdot \nabla}_2 + \underbrace{\nabla \xi \cdot v}_3 = 0. \quad (8.14)$$

Члены 5 и 6 в уравнении (8.13) представляют диссипацию энергии донным сопротивлением и го-

ризонтальным перемешиванием. Последний член (6) мал по сравнению с остальными и им можно пренебречь. Уравнения (8.13), (8.14) содержат ряд нелинейных членов: в (8.13) это члены адвекции 2 и донного сопротивления 5, а в уравнении неразрывности (8.14) это член 3, который важен в районах, где амплитуда прилива сравнима с глубиной.

Генерацию высокочастотных гармоник посредством отмеченных нелинейных эффектов рассматривал целый ряд исследователей (например, [176, 195]). Одним из примеров такого нелинейного эффекта может служить зависимость фазовой скорости приливной волны от колебаний уровня:

$$C = \sqrt{g(h + 3\xi)}, \quad (8.15)$$

которая приводит к тому, что на мелководье передний край волны сужается, а задний растягивается. В работе [165] показано, что в первом приближении, такая волна может быть представлена как суперпозиция двух простых: одной с периодом T и другой с периодом $T/2$. Для главной прогрессивной волны, пропорциональной $\cos(\sigma t - \varphi)$, возникающая обергармоника пропорциональна $\cos(2\sigma t - 2\varphi + \pi/2)$, а для стоячей $-\cos(2\sigma t - 2\varphi$ или $\cos 2\sigma t - 2\varphi - \pi)$. Отсюда следует, что на мелководье время роста прилива будет меньше времени падения.

В работе [194] предложено физическое объяснение явлению преобладания приливного течения над отливным, сводящееся к тому, что перенос кинетической энергии комбинации стоячих волн M_2 и M_4 направлен на компенсацию потерь энергии за счет трения в самом заливе. В силу этого поток энергии должен быть направлен в залив и течение на приливе будет сильнее, чем на отливе. Однако как в Белом море, так и в некоторых других районах (например, Новая Зеландия) отмечаются случаи, когда время роста прилива больше времени падения и, следовательно, поток энергии направлен из залива. Такие частные ситуации могут возникать, когда четвертьсуточный прилив генерируется за пределами рассматриваемого региона и направлен в него в виде прогрессивной или прогрессивно-стоячей волны. Поэтому генерацию мелководных волн за счет нелинейных эффектов нужно рассматривать отдельно для двух случаев. В первом случае эти составляющие полностью определяются нелинейными процессами в поле главных волн. Такую задачу изучал Ле Прово [183]. Если рассматривать одну доминирующую главную гармонику, то формальными членами 2 в уравнении (8.13) и 3 в (8.14) будут ответственны за генерацию четных обертонов ($n\sigma_i$). Донное сопротивление [член 5 в (8.13)] будет генерировать гармоники как четные, за счет

$$(h + \xi)^{-1} \approx 1/h - \xi/h^2 + \xi^2/h^3 + \dots,$$

так и нечетные, поскольку

$$v |v| = v_0^2 \left[\frac{8}{3\pi} \cos(\sigma t) + \frac{8}{15\pi} \cos(3\sigma t) + \dots \right] i$$

при $v = i v_0 \cos(\sigma t)$.

Видно, что каждый нелинейный член в выражениях (8.13), (8.14) дает вклад в генерацию волны M_4 , но только трение обуславливает формирование M_6 . Это, в частности, показывает, что M_6 велика там, где происходит значительная диссипация энергии приливов.

Дудсон и Варбург [165] установили, что передача энергии посредством адвективных ускорений [член 2 в (8.13)] от прогрессивной волны M_2 к M_4 приводит к таким фазовым соотношениям у этих волн, при которых разность фазы M_4 и удвоенной фазы M_2 равна 0 и π .

Случай, когда обергармоника M_4 генерируется за пределами рассматриваемого района, рассмотрел Хит [176]. Им проанализированы две предельные ситуации, когда трение отсутствует и волна M_4 усиливается за счет эффектов членов 2 в выражении (8.13) и 3 в (8.14) и когда имеется баланс между генерацией и диссипацией M_4 .

В прогрессивной волне в отсутствие трения разность $\psi = \varphi_{M_4} - 2\varphi_{M_2}$ для уровня стремится к $-\pi/2$, а такая же разность Φ для течений находится в третьем квадранте и возрастает от $-\pi$ до $-\pi/2$ в направлении распространения волны. Поскольку энергия волны M_4 не диссипируется трением, ее поток будет направлен из района генерации.

В ситуации, когда имеется баланс между местной генерацией обертонов и их диссипацией, на глубокой воде разности ψ и Φ как для уровня, так и для течений стремятся к $-\pi/2$. На мелководье эти соотношения стремятся к 2π .

В стоячей или прогрессивно-стоячей волне с преобладающим стоячей доли фазовое соотношение ψ находится в четвертом квадранте и приближается к $-\pi/2$ при генерации M_4 за счет членов 2 в формуле (8.13) и 3 в (8.14), и к 2π , когда генерация происходит под действием нелинейного трения — член 5 в выражении (8.13). Если генерация волны M_4 превосходит ее диссипацию, то в пространственном ходе величины ψ будет наблюдаться возрастающий к входу в залив тренд. Постоянство значений ψ свидетельствует о балансе между генерацией и диссипацией волны M_4 .

Таким образом, асимметрия формы приливных колебаний уровня говорит о существовании в них волны M_4 . Фазовые же соотношения между M_2 и M_4 позволяют выявить механизм возникновения этой волны, определить направление ее распространения. Существенное дополнение в этом смысле вносит анализ асимметрии приливного потока.

Рассмотрим асимметричное приливное течение вдоль оси X :

$$W(\sigma t) = x_+ + \sin(\sigma t); \quad -\pi < \sigma t < 0; \quad (8.16)$$

$$W(\sigma t) = x_- - \sin(\sigma t); \quad 0 < \sigma t < \pi. \quad (8.17)$$

Разложим его в ряд Фурье

$$W(\sigma t + \pi/2) = \frac{x_+ - x_-}{\pi} + \frac{x_+ + x_-}{2} \cos(\sigma t) + \frac{2}{3\pi} (x_+ - x_-) \cos(2\sigma t) \quad (8.18)$$

или в более общем случае

$$W(\sigma t + \pi/2 - \varphi) = \frac{x_+ - x_-}{\pi} + \frac{x_+ + x_-}{2} \cos(\sigma t - \varphi) + \frac{2}{3\pi} (x_+ - x_-) \cos(2\sigma t - \varphi). \quad (8.19)$$

Следовательно, асимметрия полусуточного приливного течения порождает четвертьсуточную составляющую и средний по времени перенос. Для двух ортогональных составляющих выражение (8.19) запишется:

$$\frac{u_+ + u_-}{\pi} + \frac{u_+ - u_-}{2} \cos(\sigma t - \varphi_u) + \frac{2}{3\pi} (u_+ - u_-) \cos(2\sigma t - \varphi_u); \quad (8.20)$$

$$\frac{v_+ + v_-}{\pi} + \frac{v_+ - v_-}{2} \cos(\sigma t - \varphi_v) + \frac{2}{3\pi} (v_+ - v_-) \cos(2\sigma t - \varphi_v). \quad (8.21)$$

Так как направление вращения вектора течения основной гармоники определяется разностью фаз составляющих вектора скорости, то для первого обертона оно будет определяться удвоенной разностью фаз:

$$2(\varphi_v - \varphi_u) + \pi \quad (\text{при } v_- > v_+); \quad -\pi \quad (\text{при } u_- > u_+).$$

Если $n\pi < (2\varphi_v - \varphi_u) < (n+1)\pi$ (n — четное), то вращение вектора течения обертона будет происходить против часовой стрелки, а если $n\pi < 2(\varphi_v - \varphi_u) < (n+1)\pi$ (n — нечетное), то — по часовой.

Подобный анализ может, например, указать является ли четвертьсуточная составляющая продуктом нелинейного искажения основной гармоники M_2 (при $2(\varphi_v - \varphi_u)M_2 \approx (\varphi_v - \varphi_u)M_4$) или следствием проявления собственной моды морского бассейна. Из приведенных выкладок можно также получить, что при $-\pi/2 < \Phi < \pi/2$ приливное течение будет превосходить отливное, а при $\pi/2 < \Phi < 3\pi/2$, наоборот, отливное течение будет больше приливного. С другой стороны, при $\pi < \Phi < 2\pi$ время от пика приливного течения до пика отливного будет больше, чем от пика отливного до пика приливного.

Приведенные соображения используем для выяснения природы четвертьсуточной аномалии прилива в Белом море.

Рассмотрим графики фазовых соотношений волн M_2 и M_4 для районов Белого моря (рис. 8.8). Их анализ начнем с данных для станций Терского берега. Видно, что примерно от о. Вешняк до губы Русская Вилловатая имеется возрастающий тренд величины $\psi = \varphi_{M_4} - 2\varphi_{M_2}$, который свидетельствует о преобладании в этом районе моря генерации волны M_4 над ее диссипацией. Эта генерация обусловлена силами инерции [член 2 в (8.13)] и объемным расширением и искажением геометрической формы элемента жидкости приливной волны (мелководностью) [член 3 в (8.14)]. Время роста прилива здесь несколько больше времени падения, а скорости приливных течений превышают скорости отливных, поскольку разности Φ находятся в пределах от -140 до -250° . Далее, примерно, от о. Соковец и до с. Тетрино, отмечается убывающий тренд в ходе величины ψ , который первоначально сопровождается ростом амплитуды M_4 , а затем падением. Все указанное говорит о том, что существует поток энергии волны M_4 , направленный из Воронки вдоль Терского берега в Горло, затем в Бассейн и Кандалакшский залив. В Бассейне и Кандалакшском заливе имеется баланс между генерацией и диссипацией энергии гармоники M_4 , так как разность ψ постоянна до самой вершины Кандалакшского залива. В нем отмечается заметный рост амплитуды волны M_4 , который нельзя объяснить только нелинейными искажениями волны M_2 . Вероятно, данный эффект появляется за счет резонанса. В пользу такой трактовки говорит и разность Φ , полученная по наблюдениям за течениями в этом районе. Ее значения составляют около -127° , что свидетельствует о преобладании приливного течения над отливным, а также показывает, что мелководная составляющая в течении обуславливается не только его асимметрией.

В районе Соловецких островов фазовые соотношения ψ находятся в пределах от -70° до -50° .

Φ около 0. Это говорит о том, что волна M_4 здесь генерируется за счет пространственных эффектов. Поскольку такие фазовые соотношения характерны для преобладания приливного течения над отливным, то существует поток энергии волны M_4 от Соловецких островов в сторону Двинского залива.

Эта система в Белом море состоит из четырех подсистем, которые обмениваются энергией и усиливают влияние друг друга. Например, четвертьсуточные колебания, генерированные в Онежском заливе, передают около 50% волновой энергии системе четвертьсуточных приливов Бассейна.

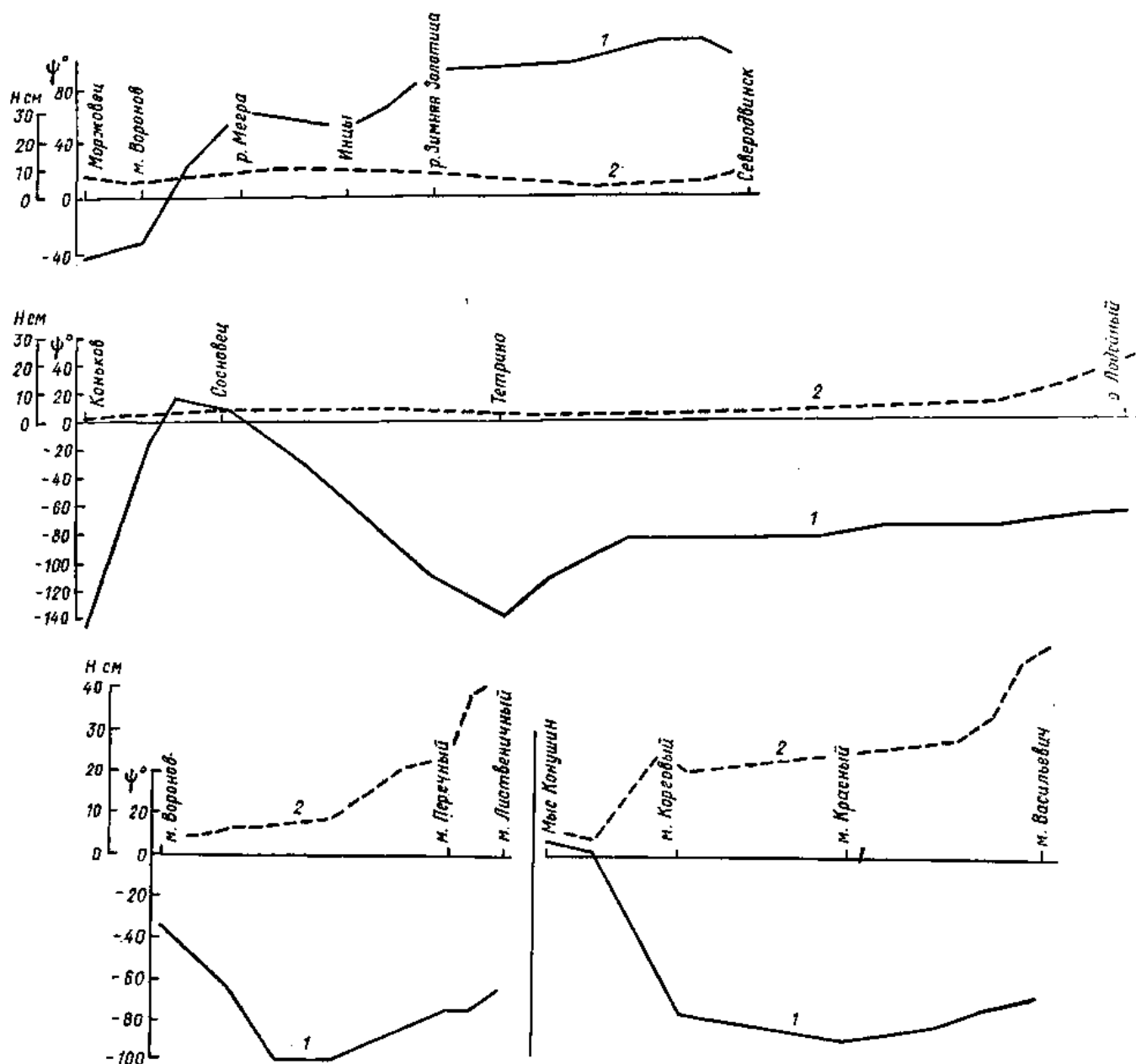


Рис. 8.8. Графики фазовых соотношений (1) волн M_2 и M_4 ($\Psi = g_{M_4} - 2g_{M_2}$) и амплитуды M_4 (2) в Белом море.

На станциях Зимнего берега время роста прилива больше времени падения (разности ψ находятся в первом квадранте). Фазовые соотношения течений Φ находятся в пределах от -160 до -200° , что говорит о преобладании отливного течения над приливным. В связи с этим существует поток энергии гармоник M_4 из Двинского залива в Горло.

В Мезенском заливе генерация волны M_4 происходит как за счет сил инерции и мелководности, так и за счет фрикционных эффектов.

Проведенный анализ показал, что наблюдается замкнутая циклоническая циркуляция энергии волны M_4 , охватывающая все Белое море. Поскольку энергия переносится прогрессивной волной, то в связанной системе четвертьсуточных колебаний имеется прогрессивная составляющая.

Таким образом, мелководные волны четвертьсуточного периода формируются в Белом море за счет пространственных эффектов, связанных в основном с горизонтальными изменениями геометрической формы элементов жидкости приливной волны M_2 . В случае локальной генерации эта мелководная составляющая не была бы так существенна в динамике беломорских приливов.

Что касается $1/6$ -суточных волн, то их формирование более сложно и протекает уже под действием как пространственных, так и локальных эффектов. К первым относится то, что морфометрия Кандалакшского и Двинского заливов благоприятствует усилению колебаний этого периода. Кроме того, $1/6$ -суточные волны генерируются здесь и в результате нелинейного взаимодействия полусуточных и

1/4-суточных гармоник. Локальная генерация рассматриваемых мелководных волн связана с воздействием силы донного сопротивления.

Важная роль принадлежит мелководным волнам в природе образования явления, получившего на Белом море название «манихи» (рис. 8.9).

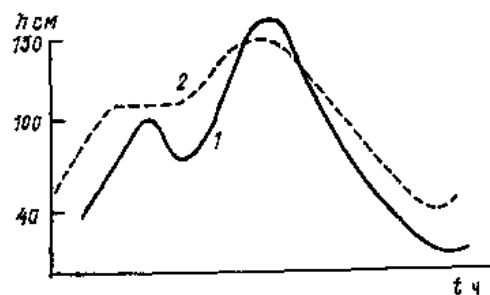


Рис. 8.9. Кривая хода уровня в Двинском заливе и схема формирования «манихи».

1 — наблюдаемые; 2 — $M_2 + M_4 + M_6 + MS_4$.

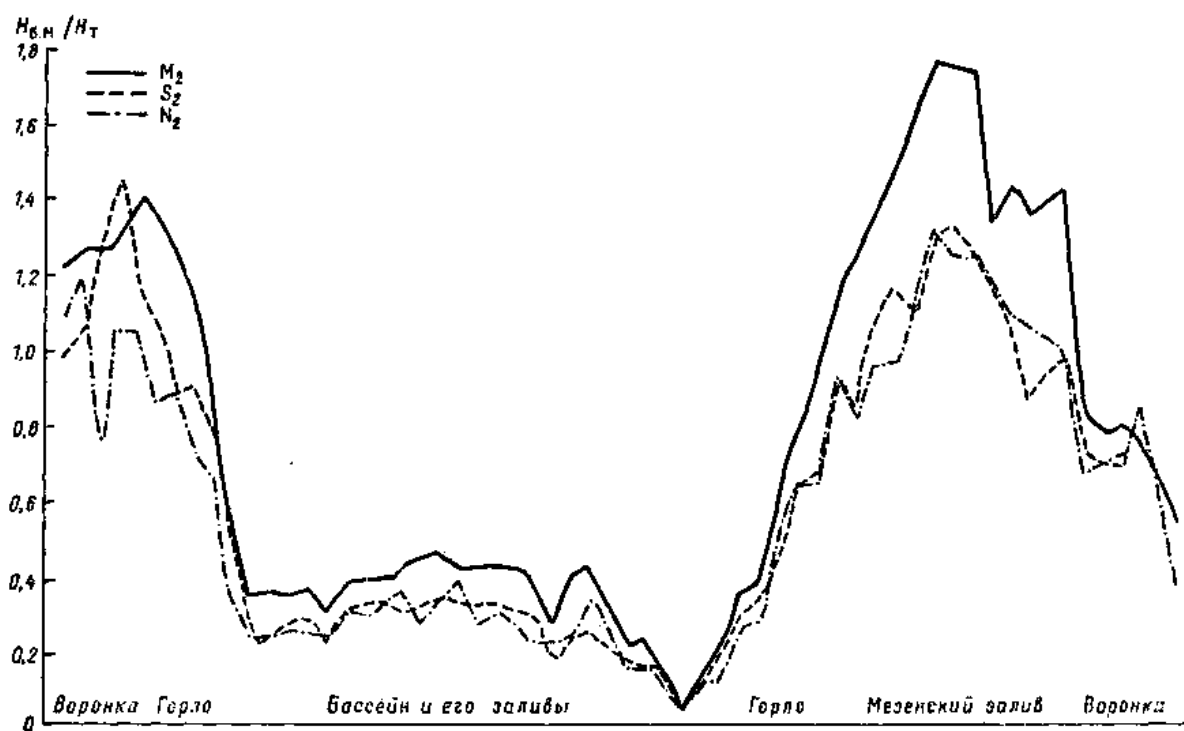


Рис. 8.10. Отношения амплитуд волн M_2 , S_2 , N_2 в пунктах Белого моря к амплитудам этих волн на ст. Терриберка, Баренцево море.

Для юго-восточной части Бассейна (Двинской залив) характерна временная приостановка подъема уровня и даже его кратковременный спад, а для северо-восточной части (Кандалакшский залив) наблюдается замедление спада уровня при отливе. Из всех гипотез о причинах этого явления наиболее реальными являются именно те, которые связывают это явление с интерференцией полусуточных и мелководных волн. Анализ амплитудных и фазовых соотношений этих волн показывает, что «маниха» в Кандалакшском заливе формируется в результате интерференции 1/4-суточных волн MS_4 , M_4 и 1/6-суточной волны M_6 с полусуточной волной M_2 . Существование «манихи» в Двинском заливе связано с суперпозицией систем 1/4-суточных волн M_4 и MS_4 , 1/6-суточной волны M_6 и полусуточной волны M_2 (см. рис. 8.9). Причем влияние 1/4-суточной волны MS_4 на наблюдаемую картину «манихи» гораздо меньше, чем в Кандалакшском заливе.

8.3. Собственные колебания бассейна

Определение собственных частот бассейна является крайне важным моментом для понимания механизма формирования в нем приливных движений. Если одна из собственных частот совпадает с частотой вынуждающего воздействия, то наблюдается его резонансное усиление. Во многих районах Белого моря амплитуда прилива значительно превышает баренцевоморскую. Вопрос о природе такого усиления становится вопросом о собственных частотах Белого моря.

Существуют три основных способа выявления частот собственных колебаний:

1) спектральный анализ гидрологических характеристик;

2) анализ приливных отношений внешнего и внутреннего бассейнов;

3) расчет на основе аналитических зависимостей или численного моделирования.

Рассмотрим каждый из них для Белого моря.

Спектральный анализ. Изучая функции спектральной плотности колебаний уровня и течений в Белом море можно заключить, что кроме приливных частот здесь присутствуют колебания с периодами 5, 4 ч для течений Двинского залива, 8,9—8,7 ч для течений Горла и 10,2 ч для течений Воронки [69]. В уровневых колебаниях такие частоты не являются энергонесущими, за исключением о. Мудьюг, где очень хорошо прослеживается пик на периоде 5,3 ч.

Приливные отношения. Сопоставив «океанические» значения гармоник с «внутренними», Гаррет [169] оценил резонансную частоту систем Фанди-Мэн. Исходя из этих же предположений можно упрощенно рассмотреть усиление той или иной гармоники по отношению $H_{\text{внутр}}/H_{\text{внешн}}$, где H — амплитуды «внутренней» и «внешней» гармонической составляющей. На рис. 8.10 приведены отношения

волн M_2 , S_2 , N_2 для пунктов Белого моря к этим же волнам в Баренцевом море (п. Терiberка). Видно, что положительное усиление происходит только в Воронке, Мезенском заливе и частично в Горле. В других же частях полусуточные волны Баренцева моря превышают амплитуды волн Белого. Если в этих районах усиление волн S_2 и N_2 очень близко к усилению волны M_2 , то для Мезенского залива усиление волны M_2 значительно превосходит усиление волн S_2 и N_2 . Возможно, здесь сказывается собственная мода системы Воронка — Мезенский залив с частотой, близкой к 12,42 ч.

Обособленность отдельных частей моря может приводить к такому проявлению локальных свойств.

Гаррет показал, что, если одна из мод колебаний преобладает, ее частота и Q (добротность) могут быть оценены из комплексного отношения приливного адмитаиса (передаточной функции) на двух частотах, в пределах полосы усиления ($\omega_2 - \omega_1$):

$$A(\omega_1)/A(\omega_2) = (1 - \omega_2 - \omega_0 + 0,5iQ^{-1}) / (1 - \omega_1/\omega_0 + 0,5iQ^{-1}).$$

Здесь ω_1 и ω_2 — частоты, на которых мощность равна половине мощности на резонансной частоте. В качестве таковых выбирают частоты волн N_2 и K_2 .

Для двух районов Белого моря были рассчитаны величины ω_0 и Q . В одном из них усиление полусуточных волн одинаково, а в другом преобладает усиление гармоник M_2 . В качестве репрезентативных станций указанных районов были взяты ст. Соновец и ст. Половинный. Для первой из них отношение волн N_2 и K_2 равно 0,67, а разность фаз 44° . Отсюда $\omega_0 = 29,62^\circ/\text{ч}$ (соответствует периоду 12,15 ч), $Q = 5,6$. Для ст. Половинный $\omega_0 = 29,2^\circ/\text{ч}$ (период 12,33 ч) и $Q = 35$. Мы видим, что в Горле резонансная частота в полусуточном диапазоне не совпадает с частотой волны M_2 и усиление последней не происходит. В Мезенском заливе ω_0 близка к частоте волны M_2 , что приводит здесь к относительно увеличению амплитуды составляющей M_2 . Поскольку в полусуточном диапазоне в Мезенском заливе период резонансной моды больше, чем в Горле, то можно предположить, что период собственных колебаний Горла (и примыкающих к нему районов) меньше периода собственных колебаний Мезенского залива с прилегающими к нему районами моря.

Заметим, что резонансная частота в Мезенском заливе несколько меньше частоты волны M_2 . Поэтому при строительстве ПЭС в устьевой области Мезени и Кулой возникнут, по всей видимости, благоприятные условия для увеличения амплитуды волны S_2 .

Расчетные методы. Как известно, для бассейнов простейшей формы период собственных колебаний определяется по известной формуле Мермана [104]. Расчет по этой формуле для условий Белого моря показал, что для системы Бассейн — Горло — Воронка собственный период с учетом устьевой поправки, около 16 ч. Для Бассейна он изменится от 6,4 ч до 4,9 ч в зависимости от средней глубины. Период свободных колебаний для системы Воронка — Мезенский залив не превышает 10,2 ч, а для Онежского залива — 7 ч. Эти значения периода свободных колебаний дают, в соответствии с критерием Дефанта, возможность образования во всем море одноузловых сейш суточного и полусуточного периодов, двухузловой сейши четверть суточного

периода, что соответствует числу амфидромий на котидальных картах, приводимых в предыдущем разделе. Таким образом, фактические условия, в которых развивается прилив в Белом море, по всей видимости, не способствуют возникновению резонансных ситуаций для главных волн.

Одним из возможных механизмов, вызывающих усиление волны M_2 в Мезенском заливе, является вероятное возникновение здесь моды Гельмгольца с резонансной частотой

$$\omega_0 = \sqrt{gHA/(QL)}, \quad (8.22)$$

где H — глубина пролива; A — ширина пролива; Q — площадь залива; L — длина пролива.

Если для Мезенского залива в первом приближении принять $H = 20$ м, $A = 100$ км, $L = 0,1$ км, $Q = 7500$ км², то $\omega_0 = 2,6 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹, что соответствует периоду около 12,4 ч. Период моды Гельмгольца больше, чем у нулевой моды типа сейши, а узловая линия существует только на входе в залив. Эта мода возбуждается периодическим потоком через пролив, соединяющий море и залив. Имеющиеся натурные сведения о полусуточном приливе в Белом море не свидетельствуют о наличии узла на входе в Мезенский залив. Напротив, рядом с ним расположена лучность приливной волны. Однако, как показано в [100] для «веретенообразных» бассейнов, к которым можно отнести и Мезенский залив, на входе вместо узла может оказаться пучность. В этой связи существование здесь моды Гельмгольца возможно.

Для бассейнов произвольной формы на вращающейся Земле основные методы расчета собственных колебаний были развиты Платцманом [197], Рао и Швабом [205]. Метод Платцмана основывается на «резонансной итерации», тогда как метод Рао и Шваба численно «конструирует» два набора ортогональных функций. Оба метода сравнительно трудоемки. Имеются удачные попытки расчета собственных колебаний бассейнов на основе численного решения линеаризованной системы уравнений мелкой воды с последующим спектральным анализом результатов счета [210]. Гринбергом [173] для получения собственного периода системы Фанди — Мэп использовался другой метод. Он исходил из того, что энергия волны, переносимая через открытую границу, будет максимальной при совпадении периодов волны и собственных колебаний. Произведенные расчеты на численной модели дали хорошие результаты.

Используя эту идею, рассчитали резонансную частоту в приливном полусуточном диапазоне для Белого моря. Белое море аппроксимировалось сеточной областью с шагом по пространству 10 миль. По разрезу м. Святой Нос — м. Канин Нос задавалась волна Кельвина, с амплитудой и фазой наблюдающейся волны M_2 . Предполагалось, что характеристики входящей волны не сказываются на значении собственного периода бассейна. Производился расчет энергетических характеристик: средней кинетической энергии, средней потенциальной энергии, потока энергии через открытую границу, скорости диссипации энергии.

Результаты расчета потока волновой энергии через границу м. Святой Нос — м. Канин Нос, для волн с различными периодами, показаны на рис. 8.11. Здесь видно, что максимум энергии приходится на составляющую с периодом в 9,75 ч. Отметим, что влияние силы Корiolиса на период собственных ко-

лебаний в Белом море незначительно. Без ее учета период уменьшился на 0,2. Полученные значения энергетических характеристик позволили рассчитать величину Q для моды в 9,75 ч. Она оказалась равной 2,5.

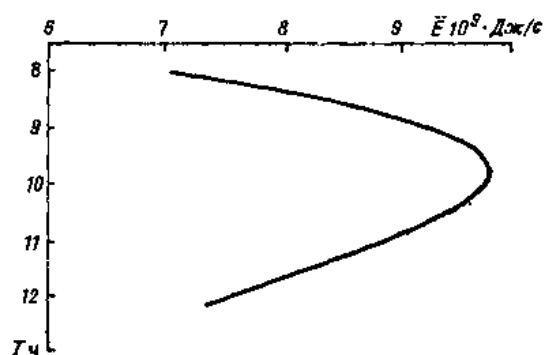


Рис. 8.11. Изменение потока энергии ($\bar{E}$) через линию м. Святой Нос — м. Канин Нос в зависимости от периода входящей волны.

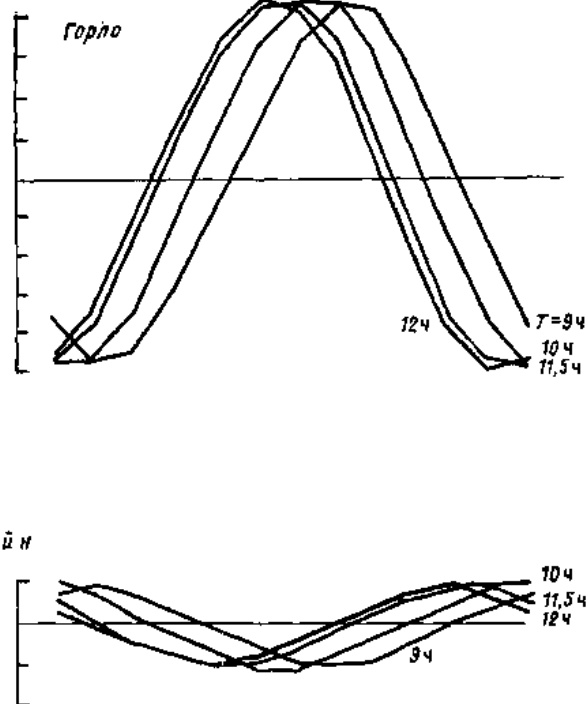
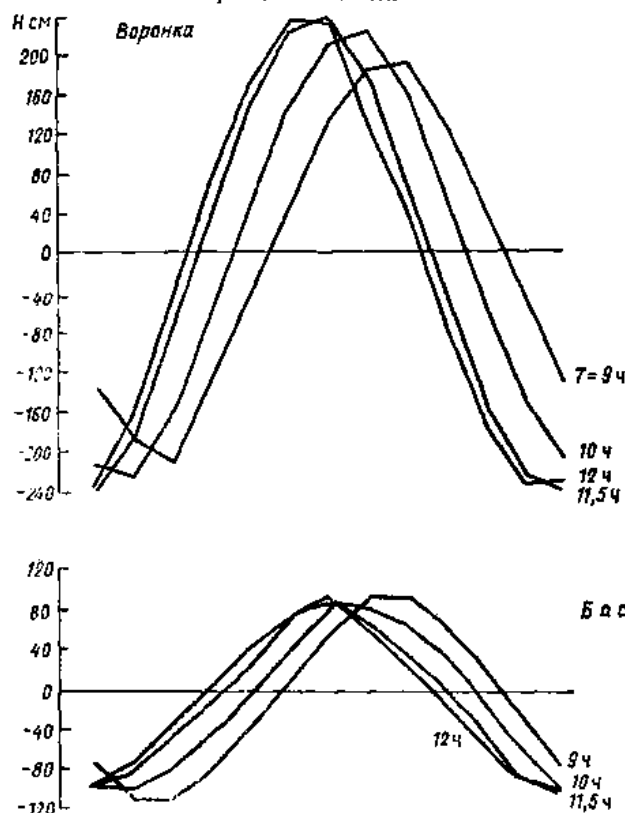


Рис. 8.12. Колебания уровня для районов Белого моря в зависимости от периода входящей волны.

Произведенные расчеты показали, что у м. Коношны (Мезенский залив) наибольшую величину имеет 12,4-часовое колебание, в Горле составляющие с периодом от 12,4 до 9 ч усиливаются одинаково, в Бассейне же преобладает 9,0-часовое колебание (рис. 8.12).

Обобщая полученные сведения о собственных колебаниях Белого моря, можно заключить, что условия, в которых развивается суточный и полусуточный прилив в море, не способствуют их резонансному усилению. Для колебаний с периодами менее 13 ч наиболее энергоемкой является 9,75-часовая мода. Можно предположить, что значительное усиление полусуточного прилива в Мезенском заливе определяется модой Гельмгольца, частота которой близка к частоте волны M_2 .

8.4. Энергия приливов

Сведения о перераспределении и диссипации энергии приливов в Белом море важны для изучения динамики его вод, процессов турбулентности и перемешивания.

Оценка составляющих баланса энергии приливов показывает, что основной приходной частью его является поступление в Белое море баренцевоморского прилива. В табл. 8.2 приведены потоки энергии главных волн M_2 и S_2 через различные сечения Белого моря. Через створ м. Святой Нос — м. Канин Нос в Белом море направляется поток энергии волны M_2 , равный $39,8 \cdot 10^{16}$ эрг/с ($1 \text{ эрг} = 10^{-7} \text{ Дж}$). Поступающая в Белое море энергия приливов распределяется по его районам крайне неравномерно. Подавляющая часть энергии поступает в Воронку и Мезенский залив и лишь 8% всего количества поступающей в Белое море энергии приходится на остальную часть моря. В Мезенском заливе, сравнительно небольшом по размерам, диссипирует по-

ловина всей поступающей энергии. Чтобы подчеркнуть роль этого залива, как района стока энергии приливов, отметим, что количество диссипируемой на единице площади энергии здесь и в известном «приливном рекордсмене» заливе Фанди примерно одинаково (около $0,3 \cdot 10^7 \text{ Вт/км}^2$).

Распределение энергии приливов в Белом море по районам полностью соответствует тем особенностям в структуре приливной волны, о которых говорилось ранее. Показательно в этом отношении изменение потока энергии вдоль Горла, когда на участках примерно равной протяженности (с. Воронов — Иицы — м. Вепревский) диссипирует 44 и 10% поступающей сюда энергии соответственно. Это также свидетельствует о наличии здесь прогрессивно-стоячей волны.

Таблица 8.2

Поток волновой энергии через сечения Белого моря,
10⁹ Дж/с

Сечение	M ₁	S ₁
м. Святой Нос — м. Канин Нос	39,8	6,1
м. Воронов — о. Данилов	8,2	0,9
м. Конушин — о. Моржовец	16,9	2,3
м. Воронов — о. Моржовец	2,0	0,2
м. Перечный — м. Луханов	8,2	1,2
Ишты — Пулонга	3,6	0,3
м. Верецкий — м. Пяккодимский	2,8	
Соловецкие Салмы:		
Западная	0,8	
Восточная	1,0	

Диссипация энергии приливов происходит вследствие генерации внутренних волн и турбулентности в придонном пограничном слое. Продуцируемая здесь турбулентность способствует перемешиванию вод.

8.5. Моделирование приливных движений

Анализ натурных данных, произведенный в предыдущих разделах, позволили выявить ряд особенностей формирования приливных движений в Белом море, изучить их структуру, получить важные для решения практических вопросов характеристики приливов и приливных течений. Однако следует признать, что полученная картина формирования приливов в Белом море не является полной и не отражает многих принципиальных моментов. В первую очередь это относится к приливным течениям, наблюдений за которыми явно недостаточно для детального описания их режима. С другой стороны, по имеющимся данным были получены лишь фрагментарные сведения о роли нелинейных механизмов в формировании беломорской приливной волны, о влиянии других сил, рельефа дна на ее структуру.

Для восполнения пробелов, свойственных эмпирическому исследованию приливов, привлекают методы гидродинамического моделирования. Такие модели для Северного моря [187], Персидского залива [182], зал. Фанди [173] и других регионов позволили реконструировать картину приливных движений с высокой точностью.

Для Белого моря и его районов также разрабатывались модели приливов. В работе [125] построена линейная модель для главной лунной волны M₂ и рассмотрено влияние на ее формирование рельефа дна. Линейные задачи решались и для Онежского и Мезенского заливов [96, 126]. Как показал анализ данных (см. п. 8.2), линейные модели могут лишь в первом приближении воспроизводить динамику приливов Белого моря. Поэтому дальнейшее развитие моделей осуществлялось путем учета в них нелинейных эффектов. Так, нелинейные модели были построены для Онежского залива [21, 150], Горла [123], Кандалакшского залива [124], Воронки и Мезенского залива [31], только Мезенского залива [70] и всего Белого моря [68]. Перечисленные модели уже более реалистично описывали приливную динамику и поэтому позволили получить вполне удовлетворительные результаты. В то же время эти модели или, по крайней мере, большая их часть ре-

шали задачу адекватного воспроизведения приливного процесса и значительно в меньшей степени были направлены на исследование структурных и физических особенностей приливной волны. В связи с этим многие стороны приливных движений в Белом море остаются недостаточно освещенными.

Упомянутое выше моделирование приливов Белого моря выполнено для условий, когда поверхность моря свободна ото льда. В то же время характеристики составляющих прилива, полученные в ледовый период, довольно существенно отличаются от рассчитанных для безледного периода (см. п. 8.1). Это свидетельствует о необходимости разработки приливной модели с учетом влияния ледяного покрова и изучение на ней структуры и динамики приливных гармоник в ледовый период.

Гидродинамические модели оказались единственным средством исследования изменения приливных движений в результате гидротехнического строительства и в первую очередь приливных электростанций (ПЭС) [113]. В связи с проектированием ПЭС в Мезенском заливе такая задача решалась и для двух районов Белого моря [32]. Однако большая часть моря в этих работах не рассматривалась и поэтому проблема влияния Мезенской ПЭС на приливную динамику вод Белого моря остается актуальной.

Таким образом настоящий раздел посвящен решению вышеупомянутых вопросов с помощью гидродинамических моделей.

Основные уравнения модели приливных движений. Гидродинамические уравнения, описывающие приливные колебания уровня и средних по вертикали течений имеют следующий вид:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - f v + \frac{\tau_x^x}{\rho(h+\zeta)} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} = 0; \quad (8.23)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + f u + \frac{\tau_y^y}{\rho(h+\zeta)} + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} = 0; \quad (8.24)$$

$$\partial \zeta / \partial t + \partial (Hu) / \partial x + \partial (Hv) / \partial y = 0, \quad (8.25)$$

где x, y — горизонтальные прямоугольные координаты; ζ — приливное превышение уровня над $z=0$; h — глубина бассейна; u и v — средние по вертикали скорости вдоль осей x и y соответственно; $H=h+\zeta$ — полная глубина; τ_x^x и τ_y^y — составляющие вектора придонного сопротивления по осям x и y ; f — параметр Кориолиса; g — гравитационное ускорение.

Существует и иное представление уравнений мелкой воды в терминах полных потоков [22], однако принципиальных различий в результатах моделирования приливов с той или другой формой уравнений нет. Несколько иной вид уравнения для полных потоков приобретают, когда рассматривается одномерный случай, т. е. канал с переменным сечением, в котором поперечным компонентом потока можно пренебречь [22]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} \left(\frac{Q}{F_0 + b\zeta} \right) + g(F_0 + b\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial x} = \\ = - \frac{C_D |Q| Q}{(F_0 + b\zeta)^2}; \end{aligned} \quad (8.26)$$

$$B \partial \zeta / \partial t + \partial Q / \partial x = 0. \quad (8.27)$$

Здесь $F_0(x)$ — площадь поперечного сечения под невозмущенной поверхностью моря; $B(x)$ — ширина канала; $Q(x, t)$, $\xi(x, t)$ — расход через живое сечение и превышение свободной поверхности. Влияние силы Корнолиса в таком случае учитывается приближенно:

$$\partial \xi / \partial y = -[Q / (g(F_0 + b\xi))]. \quad (8.28)$$

Начальные и граничные условия. Сформулированная задача (8.23) — (8.25) относится к классу нестационарных краевых задач, решаемых до выхода искомых функций на периподический режим, что обеспечивается наличием периодических условий на открытой границе. В этом случае начальные значения для u , v , ξ могут быть произвольными [175]. Обычно они полагаются нулевыми:

$$\xi(x, y, 0) = u(x, y, 0) = v(x, y, 0) = 0.$$

На открытой границе задаются приливные колебания уровня

$$\xi_r(x, y, t) = \sum_{i=1}^N R_i A_i(x, y) \cos[\sigma_i t + \psi_{0i} - g_i(x, y)] \quad (8.29)$$

или течений

$$v_r(x, y, t) = \sum_{i=1}^N [R_i u_i(x, y) \cos(\sigma_i t + \psi_{0i} - g_i^u(x, y)) \cos \alpha + \sum_{i=1}^N [R_i v_i(x, y) \cos(\sigma_i t + \psi_{0i} - g_i^v(x, y)) \sin \alpha], \quad (8.30)$$

где A_i , u_i , v_i , g_i^u , g_i^v — гармонические постоянные (соответственно амплитуда и фаза) уровня и составляющих скорости течения i — волны; σ_i — угловая скорость; ψ_{0i} и R_i — начальная фаза и редукционный множитель, определяемые по астрономическим данным, соответственно на начало и середину периода расчета; α — угол между нормалью к открытой границе и осью x .

Применяются и другие условия на открытой границе. В работе [166] отмечается, что небольшие ошибки в градиентах уровня, рассчитываемого по формуле (8.29), образуют нереально большие течения у открытых границ. Формирующиеся здесь ложные колебания распространяются в расчетную область и искажают значения искомых величин. Во избежание этого в работе [166] использовалось следующее условие:

$$v_r = \partial_r + (c/h)(\xi_r - \xi_r), \quad c = (gh)^{1/2}. \quad (8.31)$$

При этом ξ_r задается с помощью выражения (8.29), а величины ξ_r и v_r рассчитываются в ходе итерационного процесса, реализация которого подробно описана в работе [166].

Дэвис [164] модифицировал условие (8.31) с целью учета влияния на открытую границу возмущений, генерируемых в расчетной области. Ими, например, могут быть мелководные гармоника и средние течения, образующиеся за счет нелинейных эффектов. Для воспроизведения одной волны M_2 он предложил вместе с ξ_r на границе задавать и v_r . Обе функции были предварительно получены по результатам другой модели [166].

Требованиям, выдвинутым Дэвисом, удовлетворяет и граничное условие примененное в работе

[167]. Здесь v_r рассчитывается по приливным колебаниям уровня через уравнение неразрывности:

$$v_r = v_r' + (c'/h)[\xi_r(t + 1) - \xi_r(t)], \quad c' = \Delta x / \Delta t, \quad (8.32)$$

где v_r' — некоторая функция, имеющая размерность скорости, определяемая в ходе расчетов; Δx , Δt — шаги по пространству и времени в конечно-разностной аппроксимации уравнений (8.23) — (8.25). Можно показать, что условие (8.32) схоже с условием излучения в конечно-разностной форме, для которого в работах [161, 190] установлена высокая пропускная способность для возмущений, распространяющихся за открытую границу из расчетной области. Видимо, при моделировании главной гармоник и ее обертонов, это условие является одним из лучших. Поэтому уравнение (8.32) будет использоваться для воспроизведения приливных движений в Белом море, вызванных волнами M_2 и M_4 .

На твердых береговых границах обычно задается равенство нулю нормальной к ним составляющей скорости течения. Однако наличие в Белом море районов с приливной осушкой требует постановки специальных условий. В работе [167] предложено задавать в таких ситуациях на береговой линии условие непротекания в следующем виде:

$$v_r = 0 \quad \text{при} \quad H(x, y, t) = 0. \quad (8.33)$$

Из условия (8.33) следует, что положение береговой линии определяется суммарным эффектом распределения глубин и возвышений уровня воды. Это позволяет учитывать ее перемещение при приливе и отливе.

Донное сопротивление. В разделе 8.2 было показано, что донное сопротивление оказывает существенное влияние на динамику беломорской приливной волны. Поэтому точность моделирования во многом определяется правильным выбором коэффициента донного сопротивления C_D . Эмпирическая константа подбирается в процессе калибровки модели. Обычно ее значения находятся в интервале от $2 \cdot 10^{-3}$ до $3 \cdot 10^{-3}$.

Квадратичная форма τ_b предполагает наличие нелинейного взаимодействия отдельных гармоник, задаваемых на открытой границе. Образующиеся в результате взаимодействия новые составляющие имеют такие частоты [171]:

$$3\sigma_i; \sigma_i \pm \sigma_k \pm \sigma_m; 2\sigma_i \pm \sigma_k; j \neq k \neq m.$$

Другим свойством нелинейной формы τ_b является то, что на фрикционные потери энергии каждой отдельной волны влияет весь спектр других волн. В работе [182] рассмотрена возможность моделирования доминирующей волны M_2 без учета и с учетом других значимых полусуточных волн при нелинейном законе τ_b . Оказалось, что в первом случае удовлетворительные результаты получаются при незначительном увеличенном по сравнению со вторым значением C_D . Следовательно, другие волны осуществляют как бы дополнительное демпфирование основной волны M_2 . Это демпфирование можно косвенно оценить умножением на коэффициент α [171] значения C_D . Коэффициент α определяется следующим выражением:

$$\alpha = 0,75 \sum (v_i / v_{M_2})^2, \quad (8.34)$$

где суммирование производится с учетом всех гармоник из полусуточного диапазона.

Если взять гармоники S_2 , N_2 , K_2 , то для районов Белого моря, где трение достаточно велико, коэффициент α в среднем равен 0,05. Видно, что влияние других волн на M_2 за счет увеличения донного сопротивления незначительно и его можно учесть подходящим выбором значения C_D . Этот вывод относится к основной волне. Для второстепенных волн задачу параметризации донного сопротивления рассматривали Годэн [170] и Пингри [193]. Годэн установил, что для таких волн величина τ_b определяется более чем на 50% волной M_2 , а также другими составляющими. Пингри получил линеаризованную форму для τ_b , значения которого зависят от приливных течений M_2 , поэтому изменяются и по пространству. Однако этот подход не является универсальным.

Из изложенного следует два вывода. Во-первых, доминирующая в Белом море волна M_2 может быть удовлетворительно описана с помощью гидродинамической модели (8.23)–(8.25) без учета второстепенных волн. Если же необходимо воспроизвести динамику других волн, то на открытой границе необходимо задавать весь спектр значимых составляющих прилива.

Мелководность прибрежных районов Белого моря приводит к еще одной трудности, связанной с определением донного сопротивления. Можно выделить два аспекта этой проблемы.

Во-первых, в районах с осушкой в период отлива $H=0$. В этом случае возможно задание некоторого предельного значения H , по достижении которого применяется условие непротекания (8.33) [167]. Этот искусственный прием можно преодолеть, воспользовавшись разложением

$$1/H \approx (1/h)(1 - \zeta/h + \zeta^2/h^2), \quad (8.35)$$

которое имеет точность третьего порядка малости.

С другой стороны, на осушающихся отмелях при $H \rightarrow 0$ применение квадратичного закона трения не оправдано, поскольку происходит переход от развитого турбулентного движения к ламинарному. Учесть это обстоятельство можно с помощью задания коэффициента C_D , пригодного как для ламинарного, так и для турбулентного режима [156]:

$$C_D = \{(1,74 + 1,7 \lg [H/(K_* + 156,4)])^2\}^{-1}, \quad (8.36)$$

где K_* — эквивалентная шероховатость дна.

Использование коэффициента сопротивления, который рассчитывается по соотношению (8.36) более предпочтительно для районов, подверженных осушке. Совместно с формулой (8.35) он дает почти универсальную форму для τ_b в мелководных районах моря.

Конечно-разностная схема. Для конечно-разностного представления уравнений (8.23)–(8.25) наибольшими преимуществами обладает сетка Рундсона (рис. 8.13) [93]. На этой сетке производные по времени аппроксимируются следующим образом:

$$\partial \zeta / \partial t \approx [\zeta_{i,j}(t+1) - \zeta_{i,j}(t)] / \Delta t; \quad (8.37)$$

$$\partial u / \partial t \approx [u_{i,j}(t+1) - u_{i,j}(t)] / \Delta t; \quad (8.38)$$

$$\partial v / \partial t \approx [v_{i,j}(t+1) - v_{i,j}(t)] / \Delta t. \quad (8.39)$$

Временная производная в уравнении неразрывности сдвинута на пол-шага вперед по сравнению с временными производными в уравнениях движения.

Дискретные аналоги пространственных производных в уравнении неразрывности на сетке Рундсона имеют вид [203]:

$$\partial H u / \partial x = [D_{i,j}(t) u_{i,j}(t) - D_{i,j-1} u_{i,j-1}(t)] / \Delta x; \quad (8.40)$$

$$\partial H v / \partial y = [E_{i,j}(t) v_{i,j}(t) - E_{i,j+1}(t) v_{i,j+1}(t)] / \Delta y; \quad (8.41)$$

где

$$D_{i,j} = (H_{i,j} + H_{i,j+1}) / 2; \quad E_{i,j} = (H_{i,j} + H_{i+1,j}) / 2.$$

Особую сложность представляет конечно-разностная аппроксимация конвективных ускорений

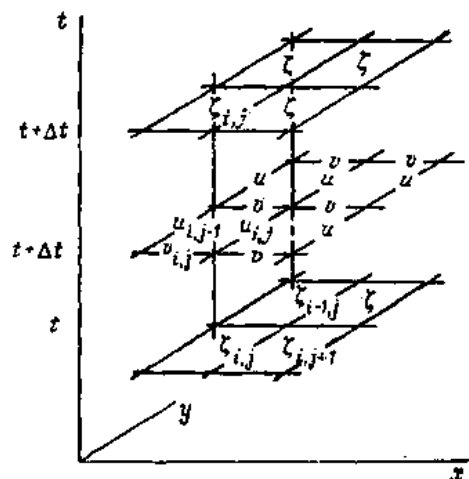


Рис. 8.13. Пространственно-временная сетка Рундсона.

в уравнениях (8.23), (8.24), поскольку разностные схемы для нелинейных дифференциальных уравнений подвержены явлению неустойчивости, выражающейся во «взрывном» характере решения. В работе [167] предложена конечно-разностная аппроксимация конвективных ускорений, основывающаяся на схеме «разности по диагонали» [120]. Эта схема затем применялась в других исследованиях [166], где также показала свою эффективность.

Схема, которая не проявляет нелинейной неустойчивости получена и в работе [168]. Основываясь на ней, конвективные ускорения в формулах (8.23), (8.24) можно представить следующим образом:

$$u \frac{\partial u}{\partial x} \approx \frac{1}{6 \Delta x} \{ \bar{u}_{i,j}(t) [u_{i,j+1}(t) - u_{i,j-1}(t)] + u_{i,j+1}^2(t) - u_{i,j-1}^2(t) \}; \quad (8.42)$$

$$v \frac{\partial u}{\partial y} \approx \frac{1}{6 \Delta y} \{ v_{i,j}(t) [u_{i-1,j}(t) + u_{i+1,j}(t)] + u_{i-1,j}^2(t) - u_{i+1,j}^2(t) \}; \quad (8.43)$$

$$u \frac{\partial v}{\partial x} \approx \frac{1}{6 \Delta x} \{ u_{i,j}(t) [v_{i,j+1}(t) - v_{i,j-1}(t)] + v_{i,j+1}^2(t) - v_{i,j-1}^2(t) \}; \quad (8.44)$$

$$v \frac{\partial v}{\partial y} \approx \frac{1}{6 \Delta y} \{ \bar{v}_{i,j}(t) [v_{i-1,j}(t) - v_{i+1,j}(t)] + v_{i-1,j}^2(t) - v_{i+1,j}^2(t) \}, \quad (8.45)$$

где

$$\bar{u}_{i,j} = (1/4) (u_{i,j+1} + 2u_{i,j} + u_{i,j-1});$$

$$\bar{v}_{i,j} = (1/4) (v_{i,j-1} + 2v_{i,j} + v_{i,j+1});$$

$$u_{i,j} = (1/4) (u_{i-1,j} + u_{i,j} + u_{i+1,j-1} + u_{i,j+1});$$

$$v_{i,j} = (1/4) (v_{i-1,j} + v_{i,j} + v_{i-1,j+1} + u_{i,j+1}).$$

Обе отмеченные схемы будут использованы при моделировании приливов в Белом море.

Конечно-разностная аппроксимация члена Кориолиса на сетке Ричардсона вызывает определенные затруднения из-за возможности появления неустойчивости схемы при неправильном выборе временного уровня для составляющих течения u и v , а также необходимости осреднения v для использования в уравнении для u , и наоборот. В работе [203] определена устойчивая схема, в которой значения для u и v в члене Кориолиса берутся на разных временных уровнях:

$$fv = fv_{i,j}(t + 1/2); fu = fu_{i,j}(t + 3/2). \quad (8.46)$$

Эта схема приводит к погрешностям вычислительного характера [178], однако для условий Белого моря эти погрешности будут весьма малы и ими можно пренебречь.

В условиях мелководности Белого моря неустойчивость численной схемы может возникнуть при неудачной конечно-разностной аппроксимации члена донного сопротивления в формулах (8.23), (8.24). Когда скорость в члене донного сопротивления берется на предыдущем временном шаге, то устойчивость схемы достигается при

$$1 - C_D \Delta t |u|/(h + \zeta) > 0.$$

Этот результат получен в работе [10] для одномерного случая. Очевидно, что это условие нарушается в мелководных районах, когда, например, $h + \zeta = 10$ см и u порядка 40 см/с.

Более приемлемой является неявная схема для члена донного сопротивления:

$$[u(t + 1) - u(t)]/\Delta t = -C_D u(t + 1) |u(t)|/(h + \zeta). \quad (8.47)$$

Из уравнения (8.47) следует, что устойчивость схемы достигается, когда $h + \zeta$ не очень мало. Если в (8.47) использовать выражения (8.35) и (8.36), то схема (8.47) будет устойчива даже в очень мелководных местах, где наблюдается осушка.

Для конечно-разностного представления градиентов уровня в формулах (8.23), (8.24) применим разности вперед и назад для составляющих вдоль осей x и y соответственно:

$$\partial \zeta / \partial x = [\zeta_{i,j+1}(t + 1) - \zeta_{i,j}(t + 1)] / \Delta x; \quad (8.48)$$

$$\partial \zeta / \partial y = [\zeta_{i,j}(t + 1) - \zeta_{i+1,j}(t + 1)] / \Delta y. \quad (8.49)$$

Таким образом, для всех членов уравнений (8.23)—(8.25) получены конечно-разностные аналоги. Для того чтобы повысить эффективность их численного интегрирования, зачастую применяют метод расщепления по физическим параметрам [120]. В соответствии с ним на первом временном полушаге интегрируется уравнение с гравитационно-волновыми членами, а на втором — с конвективными.

В районах с осушкой описанную численную схему уравнений (8.23)—(8.25) и условий на открытой границе необходимо дополнить конечно-разностной формулировкой граничного условия (8.33).

В работе [167] предложено перед расчетом $u_{i,j}(t + 1)$ и $v_{i,j}(t + 1)$ определять, «осушилась» или нет данная точка сеточной области. Если осушка произошла, то $u_{i,j}(t + 1)$ и $v_{i,j}(t + 1)$ приравниваются к нулю. В противном случае решаются уравнения (8.23)—(8.25). Определение осушки

можно свести к следующей процедуре: если

$$H_{i,j}(t + 1) > 0 \text{ и } H_{i,j+1}(t + 1) > 0, \\ \text{и } D_{i,j}(t + 1) > 0$$

или

$$H_{i,j}(t + 1) > 0 \text{ и } H_{i,j+1}(t + 1) \leq 0, \\ \text{и } D_{i,j}(t + 1) > 0,$$

и

$$\zeta_{i,j}(t + 1) - \zeta_{i,j+1}(t + 1) > \Delta,$$

или

$$H_{i,j}(t + 1) \leq 0 \text{ и } H_{i,j+1}(t + 1) > 0, \\ \text{и } D_{i,j}(t + 1) > 0,$$

и

$$\zeta_{i,j+1}(t + 1) - \zeta_{i,j}(t + 1) > \Delta,$$

то рассчитываются $u_{i,j}(t + 1)$, иначе полагается, что $u_{i,j}(t + 1) = 0$.

Если

$$H_{i,j}(t + 1) > 0 \text{ и } H_{i+1,j}(t + 1) > 0, \\ \text{и } E_{i,j}(t + 1) > 0$$

или

$$H_{i,j}(t + 1) > 0 \text{ и } H_{i+1,j} \leq 0, \text{ и } E_{i,j}(t + 1) > 0,$$

и

$$\zeta_{i,j}(t + 1) - \zeta_{i+1,j}(t + 1) > \Delta,$$

или

$$H_{i,j}(t + 1) \leq 0 \text{ и } H_{i+1,j}(t + 1) > 0, \\ \text{и } E_{i,j}(t + 1) > 0,$$

и

$$\zeta_{i+1,j}(t + 1) - \zeta_{i,j}(t + 1) > \Delta,$$

то рассчитывается $v_{i,j}(t + 1)$, иначе полагается, что $v_{i,j}(t + 1) = 0$.

В соответствии с приведенным тестом течения на границах жидкого элемента будет рассчитываться только в том случае, если глубина в точках $u_{i,j}$ и $v_{i,j}$ больше нуля, а градиент уровня больше некоторой, наперед заданной величины Δ .

Численная модель приливов Белого моря. Рассмотрим применение описанной в предыдущем разделе численной схемы к проблеме реконструкции индуцированной волны M_2 в Белом море.

Белое море покрывалось сеточной областью с равномерным вдоль осей x и y пространственным шагом в 6 миль. Такой пространственный шаг определил 38 узлов вдоль оси x и 49 узлов вдоль оси y . Открытая граница проходила по линии м. Калинин — м. Святой Нос. В устьях крупных рек: Мезени, Северной Двины также задавались свободные границы. Глубины моря приводились к среднему уровню. Поскольку пространственный шаг сетки не позволяет учитывать осушку, то в этих районах глубина задавалась равной 3,5 м.

В соответствии с критерием Куранта—Фридрихса—Леви

$$\Delta t < \Delta x / \sqrt{2gh_{\max}}, \quad (8.50)$$

устанавливающим максимальное значение временного шага для устойчивого решения, при $\Delta x =$

$= 11118 \text{ м}$, $g = 9,82 \text{ м/с}^2$, $h_{\text{макс}} = 280 \text{ м}$, имеет $\Delta t < 150 \text{ с}$.

Шаг по времени был выбран равным 1/30 лунного часа, что составляет около 120 с.

На границе Белого и Баренцева морей волна M_2 определялась двумя способами.

В первом из них амплитуды и фазы волны M_2 задавались по данным береговых станций Канин Нос и Святой Нос, а также в четырех точках наблюдений за течениями. В эти точки гармонические постоянные уровня интерполировались в соответствии с упомянутой в п. 8.1 методикой Праудмена—Дудсона. Предвычисленный в шести точках значения уровня волны M_2 линейно интерполировались затем по всей границе. Во втором случае использовались данные только двух береговых станций, а значения уровня на границе определялось также линейной интерполяцией между ними.

Поскольку результаты расчетов в обоих случаях различались незначительно, то для моделирования прилива M_2 применялся более простой второй способ задания граничных условий.

На свободных границах у устьев рек задавалось условие (8.32) выхода волны за расчетную область.

Выход решения на периодический режим достигался менее чем за восемь приливных циклов. Разность уровня моря во всех точках области между седьмым и восьмым приливными циклами не превышала 0,12 см.

Начиная с одиннадцатого приливного цикла, ежечасные данные об уровне и течениях накапливались в течение 10 сут, а затем подвергались гармоническому анализу методом наименьших квадратов. Полученные таким образом гармонические постоянные сравнивались с рассчитанными по материалам наблюдений. Заметим, что различия в результатах моделирования при использовании двух разных численных схем для конвективных ускорений оказались меньше погрешностей вычислительного характера.

Результаты моделирования. В табл. 8.3 приведены амплитуды и фазы волны M_2 для некоторых станций Белого моря, полученные как по материалам моделирования, так и по наблюдениям.

Таблица 8.3

Значения амплитуд и фаз волны M_2 , полученные по наблюдениям и результатам моделирования

Станция	Амплитуда, см		Фаза, ... °	
	наблюдения	модель	наблюдения	модель
1. Сосновец	141	144	349	353
2. Чаваньга	55	53	103	105
3. Кашкаранцы	60	60	115	123
4. Умба	69	71	119	125
5. Картеш	72	70	120	126
6. Жужмуй	44	41	195	198
7. Онега	105	112	285	292
8. Жижгин	46	45	125	134
9. Мудьюг	33	39	165	150
10. Инцы	60	69	346	353
11. Абрамовский маяк	257	263	19	30
12. Конушинская Корга	224	190	34	31
13. Шойна	134	103	333	314

Как видно, соответствие модельных и наблюденных характеристик в целом удовлетворительное.

При их сопоставлении необходимо учитывать два обстоятельства.

Во-первых, наблюдения за уровнем на станциях Абрамовский маяк, Конушинская Корга и Шойна, где расхождения получились наиболее значительными, производятся в условиях влияния осушек, мелей и т. д., что в настоящей модели учитывается неполно.

Во-вторых, в силу того, что модель имеет довольно грубое пространственное разрешение, точно соотнести пункт наблюдений с какой-либо расчетной точкой модели не представляется возможным. Для этого использовалось осреднение по близлежащим точкам, что особенно в районах амфидромических систем, может дать значительное расхождение наблюденных и модельных данных.

Обратимся теперь к табл. 8.4, где помещены характеристики эллипса приливного течения волны M_2 , рассчитанные по наблюденым и модельным данным.

Таблица 8.4

Характеристики эллипса приливного течения волны M_2 , полученные по данным наблюдения (Н) и моделирования (М)

Номер точки	$a_{\text{макс}}$		$a_{\text{мин}}$		θ		g		e	
	Н	М	Н	М	Н	М	Н	М	Н	М
24	106	163	5	6	296	299	309	330	-0,04	-0,03
26	103	146	6	5	317	311	323	344	0,06	-0,03
29	132	185	5	5	311	318	333	338	0,01	-0,03
66	80	77	6	6	49	31	213	256	0,07	-0,07
68	80	73	2	6	46	30	230	268	0,03	0,0
1A	42	72	—	2	120	128	340	45	0,01	0,01

Примечание. Номера точек соответствуют положению станций на рис. 6.1; $a_{\text{макс}}$, $a_{\text{мин}}$ — максимальная и минимальная скорости, см/с; θ , g — направление и фаза максимального течения, ... °; e — эксцентриситет эллипсов, знак «—» соответствует вращению по часовой стрелке, «+» — против.

Выбранные точки являются репрезентативными для описания приливных течений, поскольку последние в этих районах хорошо выражены. Кроме того, гармоники в этих точках рассчитаны единообразно — методом наименьших квадратов, что исключает при сравнении влияния погрешностей методологического характера.

Как следует из табл. 8.4 данные модели в целом верно характеризуют наблюдаемые в Белом море приливные течения M_2 . Наибольшие расхождения в фазе отмечаются в вершине Онежского залива. Это связано с тем, что весь залив находится под влиянием амфидромической системы, в результате чего даже незначительные неточности воспроизведения ее структуры, связанные, например, с крупным пространственным шагом сетки, обуславливают существенные расхождения с наблюдаемыми величинами.

Сравнивая карты котидалей и изоамплитуд уровня волны M_2 , полученные по результатам моделирования (рис. 8.14 а) и наблюдений (см. рис. 8.14 б), можно видеть, что они различаются лишь в деталях. Для приливных течений картина несколько иная. На котидальной карте течений, полученной по данным модели (рис. 8.14 в), выделяются две полные амфидромические системы, в то время как по наблюдениям воспроизведена одна

полная и одна вырожденная (см. рис. 8.5). При этом местоположения амфидромий в Бассейне не совпадают.

Однако сам факт того, что и модель, и данные наблюдений выявляют в целом схожие картины

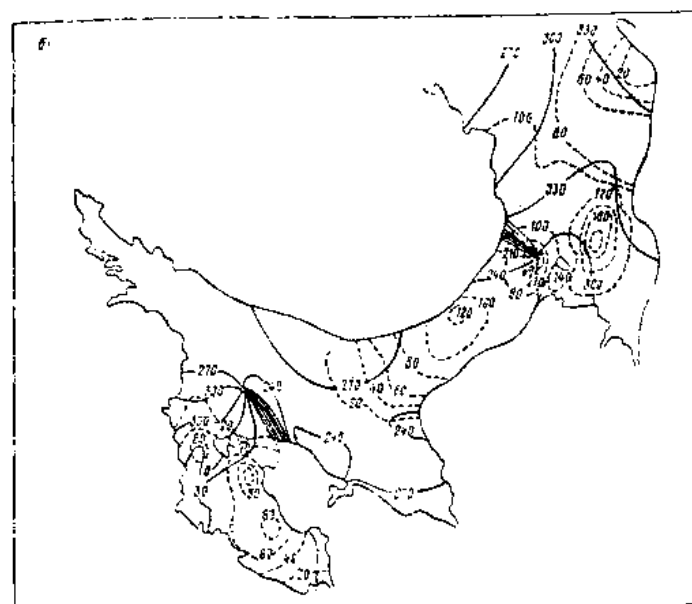
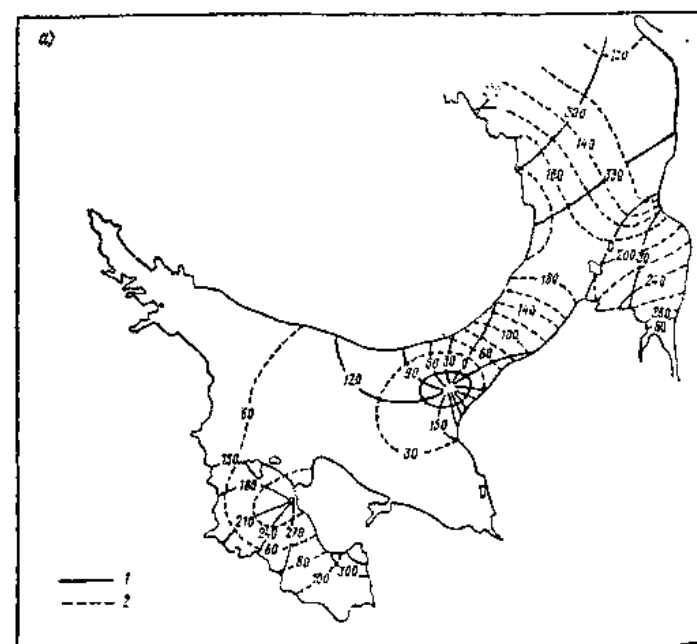


Рис. 8.14. Карта изофаз (1) и изоамплитуд (2) уровня (а) и течений (б) волны M_2 по результатам моделирования.

течений, является в определенной степени неожиданным и весьма важным, из-за слабой освещенности наблюдениями за течениями большей части моря, существенной изменчивости их гармонических постоянных, сложного характера самих амфидромий. Очевидно, что модель достоверно воспроизводит как качественно, так и количественно структуру гармоник M_2 в Белом море.

Поскольку рассматриваемая модель прилива Белого моря учитывает нелинейные эффекты, то кроме волн M_2 она также воспроизводит обергармоники M_4 и M_6 .

Первая из них, как показал анализ наблюдений (см. п. 8.1), играет очень заметную роль в формировании приливных движений в Белом море. Рас-

смотрим достоверность реконструкции моделью динамики мелководной волны M_4 .

В табл. 8.5 сведены амплитуды и фазы волны M_4 , полученные по наблюдениям и расчету. Для сравнения выбирались пункты, расположенные вне амфидромических систем волны M_4 . Поэтому они в основном не совпадают с приведенными в табл. 8.3. Видно, что наблюдения и модельные данные находятся в хорошем соответствии. Структура четвертьсуточных колебаний также реконструируется моделью правильно: на входе в Горло и в центральной части Бассейна отмечаются амфидромии, которые выявлены и по наблюдениям, а в Онежском заливе расположение амфидромии подтверждается результатами более точной модели залива, описание которой будет дано позже.

Таблица 8.5

Амплитуды и фазы волны M_4 , рассчитанные по данным наблюдений (Н) и модели (М)

Пункт	Амплитуда, см		Фаза, ... °	
	Н	М	Н	М
Сосновец	8	6	328	337
Пулодьга	9	8	334	359
Кашкаранцы	5	4	146	147
Умба	8	7	157	160
Картеш	10	9	163	164
Кемь-Порт	5	7	234	270
Жужмуй	5	6	283	321
Онега	18	8	135	160
Унский маяк	3	4	10	340
Зимняя Золотца	8	9	346	354
Инци	10	10	13	358
Лиственичный	43	25	6	20

Полученные результаты дают основание для привлечения данных численного моделирования с целью изучения особенностей формирования полусуточных и четвертьсуточных волн в Белом море.

Полусуточная волна M_2 . Из приведенной на рис. 8.14а котидальной карты уровня видно, что она не дает принципиально новых сведений по сравнению с полученной по наблюдениям. Поэтому перейдем к рассмотрению котидальной карты приливных течений (рис. 8.14б).

На этой карте выделяется две амфидромические системы: одна в районе о. Моржовец, а другая в Бассейне, ближе к Онежскому заливу. Положение амфидромической точки первой системы хорошо соответствует установленному по наблюдениям преобладанию здесь стоячей «волны течений» (см. рис. 8.7). Пучность этой волны расположена между о. Моржовец и м. Конушин. Скорости приливных течений здесь достигают 180 см/с. Вторая пучность находится между о. Сосновец и с. Пялино. Здесь скорость приливного течения превышает 120 см/с.

Еще одна пучность «волны течений» находится у м. Летний Орлов. Приливные течения здесь достигают 130 см/с. Интересно, что в Онежском заливе отмечается несколько, как бы раздробленных зон с повышенными значениями скорости: одна в Западной Соловецкой Салме (85 см/с), а другая на запад от ст. Лямцы (82 см/с).

Сопоставляя эту картину с котидальной картой уровня, можно увидеть, что первая амфидромия течений находится точно в районе пучности «волны уровня». В то же время максимальные скорости

чений, соответствующие этой системе, значительно удалены от узла «волны уровня», что расходится с теоретическими представлениями на этот счет для

На рис. 8.15 показана карта, характеризующая полноту эллипса и направление вращения вектора течения M_2 . Из нее следует, что в большей части

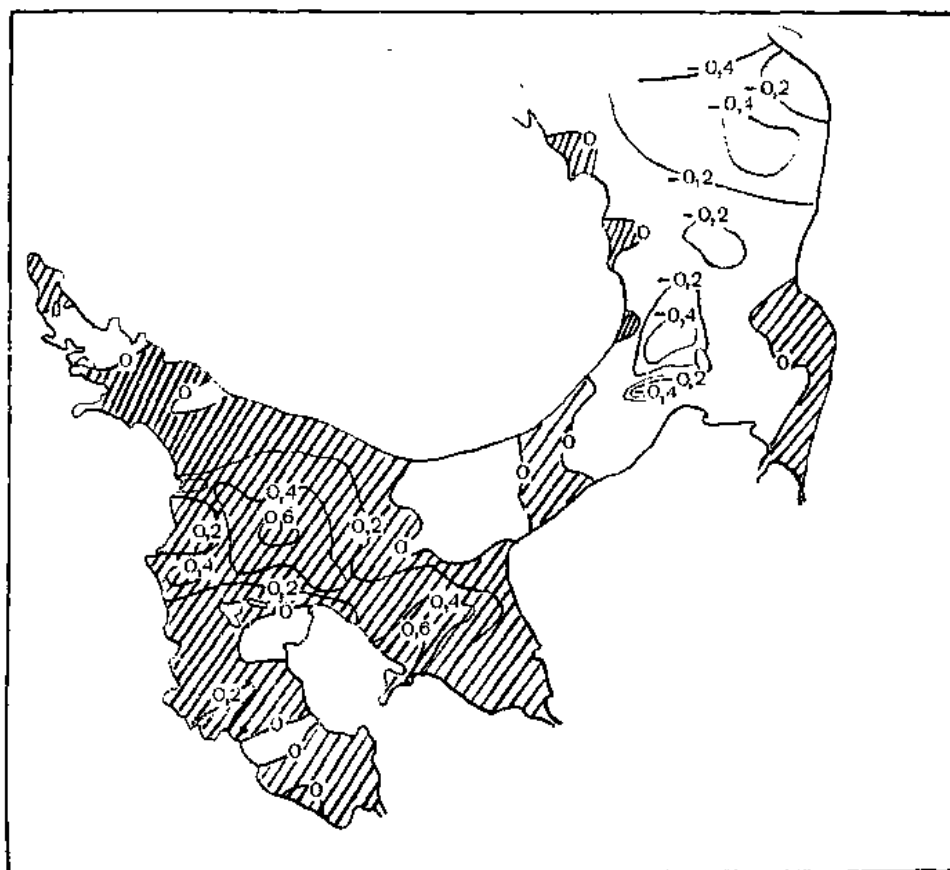
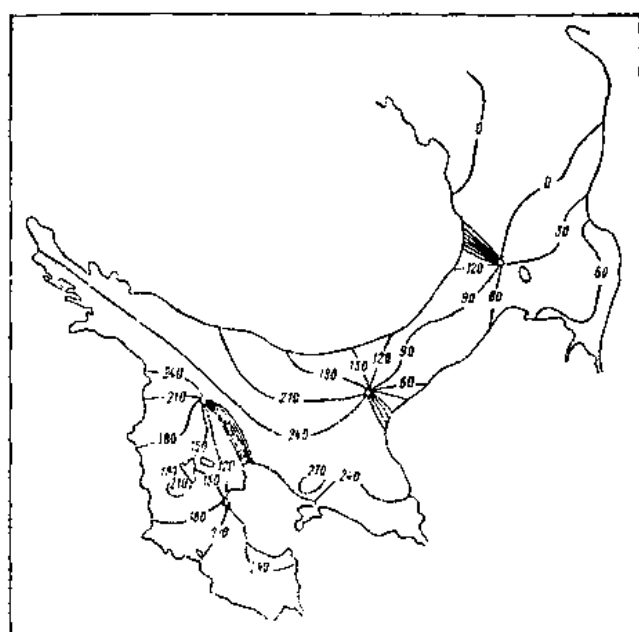


Рис. 8.15. Направление вращения вектора и полнота эллипса течения M_2 по результатам моделирования.

В заштрихованных областях вращение положительное (против часовой стрелки).



Изложенное позволяет сделать вывод, что приливные движения в Горле, Бассейне с заливами и Онежском заливе можно представить в виде суперпозиции двух систем колебаний. Первая из них — стоячая, расположена вдоль Горла от о. Моржовец до Летнего берега Двинского залива. Вторая — прогрессивно-стоячая, находится под острым углом к ней и ориентирована от Онежского залива, через Бассейн к Канда拉克шскому заливу.

Длина стоячей волны составляет около 530 км, а прогрессивно-стоячей — около 400 км.

В Воронке же и Мезенском заливе приливная волна имеет прогрессивный характер.

Рассмотрим влияние разнообразных сил на формирование лунного полусуточного прилива. Как показал расчет, адвективные ускорения мало влияют на пространственную структуру волны M_2 . Амплитуда прилива при их учете уменьшилась в Воронке и Онежском заливе всего на 3%, в Мезенском заливе — на 5%, а в остальных районах моря — меньше чем на 2%.

Значительно большее влияние на формирование прилива в Белом море оказывает сила Корнелиса. Так, в Горле и Онежском заливе без ее учета исчезли амфидромические системы. На месте их прежнего расположения образовались сгущения из пяти и трех котидалей соответственно. Существенно уменьшился наклон котидалей в Воронке от Каннинского берега к Терскому. Поэтому если с учетом силы Корнелиса гребень приливной волны от м. Святой Нос до о. Моржовец проходил за 2,7 ч, то при ее отсутствии это время увеличилось на 0,7 ч. Однако на противоположной, левой по ходу волны стороне, это время уменьшилось на 0,4 ч. Вершины же Мезенского залива приливная волна стала достигать на 0,8 ч позже. Примерно такой же сдвиг произошел и для Канда拉克шского и Двинского заливов. Однако для Онежского залива время добегания гребня волны от устья до вершины практически не изменилось.

Наибольшие количественные изменения без учета силы Корнелиса отмечаются в Мезенском, Канда拉克шском и Онежском заливах. В первом из них амплитуда прилива возросла примерно на 8—10% (20 см). В двух других она, наоборот, уменьшилась на 20—25% (20 см). Произошедшая трансформация приливной волны обусловила дополнительный (около 34%) отток ее энергии от Горла в Мезенский залив.

Таким образом сила Корнелиса является одним из важнейших факторов, формирующих структуру приливных движений в Белом море.

Влияние трения на отдельные приливные гармоники сказывается следующим образом. Во-первых, в чисто прогрессивной затухающей волне между уровнем и течением возникает фазовый сдвиг. При этом максимум течения наступает всегда раньше, чем максимум уровня. Во-вторых, в стоячей волне действие трения приводит к «размазыванию» узловых зон, увеличению до нулевых значений амплитуд прилива в амфидромической точке [104]. Менее изучен вопрос о влиянии формы закона сопротивления на динамику приливов. Поэтому были проведены для Белого моря модельные расчеты при линейном ($r_b = Rv$) и квадратичном законе донного сопротивления. В последнем случае все остальные нелинейные эффекты не учитывались.

Сравнение результатов моделирования показало, что амплитуды и фазы гармоники M_2 , полученные

при линейной и квадратичной форме закона сопротивления, практически не отличаются друг от друга. Исключение составляет вершина Мезенского залива, где амплитуда прилива при линейной форме r_b увеличилась на 1—2 см. Подобный результат несколько расходится с общепринятыми представлениями о том, что квадратичная форма закона донного сопротивления более корректна по отношению к линейной. Думается, что это не совсем правильно, когда моделируется отдельная гармоника, поскольку, например, для Калифорнийского залива получен согласующийся с нашим вывод [170].

Линейная модель полностью воспроизводит особенности структуры волны M_2 в Белом море. Однако количественные различия с результатами нелинейной модели (8.23)—(8.25) она дает довольно существенные. В Мезенском заливе, где нелинейные эффекты хорошо выражены, эти различия достигают 10—15% по амплитуде и 2—5° по фазе. Еще большее несоответствие имеет место в Онежском заливе — 15—20%. В остальных районах моря разница по амплитуде не превышает 10%, но по фазе она значительна — 10° и более. Поэтому, как отмечалось, линейная модель приливов воспроизводит динамику волны M_2 в Белом море лишь в первом приближении.

Мелководность в приливных моделях для средней по вертикали скорости учитывается выражением

$$H = h + \zeta, \quad (8.51)$$

которое входит в члены донного сопротивления и уравнение неразрывности. Использование в модели с линейным или квадратичным законом для r_b полной глубины H , а не просто глубины h изменило результаты лишь в Мезенском и Онежском заливах, причем весьма незначительно (менее 2%).

Более существенные изменения относительно линейного случая происходят, когда мелководность учитывается в уравнении неразрывности (уравнения импульса берутся линейными). В этом случае, как правило, уменьшаются амплитуды гармоники M_2 . В Воронке, у Терского берега оно составляет 1—3%, в Мезенском заливе — 5—8%, Канда拉克шском заливе — 6—7%, Бассейне — 2—4%, Двинском заливе — 5%, Онежском заливе — 8%. Данный эффект обусловлен перераспределением за счет нелинейности энергии от волны M_2 к обергармоникам и среднему движению. Интересная особенность отмечается в районе, прилегающем к Каннинскому берегу выше м. Конушин. Здесь амплитуда полусуточной волны, наоборот, увеличивается на 2—3%, т. е. происходит приток энергии к гармонике M_2 от движений, генерированных в других районах за счет нелинейности. То же самое наблюдается в центральной части Горла, но здесь увеличение амплитуды не превосходит 2%. Изменения в фазе волны M_2 довольно незначительные (как правило 2—3°).

Из сказанного видно, что среди нелинейных эффектов мелководность оказывает наиболее существенное воздействие на динамику доминирующей в Белом море волны M_2 .

Учет в (8.23), (8.24) членов горизонтальной турбулентной диффузии практически не изменил модельных величин приливных движений в Белом море, что соответствует результатам и для других окранных морей [201].

Другим фактором, определяющим структуру и характер беломорской приливной волны, являются

морфометрические условия моря. Среди них необходимо выделить наличие в Бассейне и прилегающих к нему заливах впадины, глубины в которой находятся в резком контрасте с глубинами остальной большей части моря. Чтобы выяснить, какое влияние оказывает эта впадина на беломорский прилив, рассмотрим результаты моделирования для условий, когда Белое море имеет на всей площади одинаковую глубину, равную средней глубине моря 64 м.

Карта котидалей и изоамплитуд гармоник M_2 , соответствующая такой гипотетической ситуации, содержит всего одну амфидромическую систему, расположенную приблизительно на пересечении оси Горла с линией, соединяющей вершины Кандалакшского и Двинского заливов. В Онежском заливе вырожденная амфидромия отсутствует, весь он охвачен лучностью указанной амфидромии. Смещение амфидромии ближе к Бассейну свидетельствует о том, что отраженная от Летнего берега волна, обуславливающая в реальности амфидромию у Горла, имеет относительно наблюдающейся в действительности меньшую амплитуду по сравнению с прямой. Конфигурации котидалей и изоамплитуд в Воронке, Мезенском заливе и Горле свидетельствуют о существенно большем по сравнению с реальностью поступлении энергии в Горло и его уменьшении в Мезенский залив. Это приводит к росту амплитуды полусуточного прилива в Кандалакшском заливе примерно на 35% и в Онежском заливе на 20—60% в зависимости от района.

Из этого можно заключить, что в реальности именно из-за значительной отраженной от Летнего берега волны, в Онежском заливе падающая волна не может достичь значительных амплитуд, в силу чего энергии отраженной здесь составляющей достаточно на формирование второй, вырожденной амфидромии беломорского полусуточного прилива.

Таким образом, наличие в Бассейне глубокой впадины сказывается на особенностях приливных движений во всем море.

Мелководная волна M_4 . Четвертьсуточный прилив M_4 , воспроизведенный по данным моделирования, содержит четыре амфидромические системы, расположенные в Горле, Бассейне, Онежском и Мезенском заливах (рис. 8.17). Центры этих систем смещены относительно осей указанных районов моря, что свидетельствует о наличии в них прогрессивной составляющей волны. В совокупности конфигурация котидальных линий амфидромии свидетельствует о том, что из Мезенского залива в Воронку направлена прямая четвертьсуточная волна, далее такая же волна направлена из Воронки в Горло и из Горла в Бассейн и Кандалакшский залив. Затем прогрессивная волна из последних районов частично входит в Онежский залив и частично — в Двинский залив. Отраженная от вершины Онежского залива волна поступает в Бассейн и Двинский залив, соединяясь с прогрессивной долей волны M_4 собственно Бассейна, и направляется в Горло и Мезенский залив. Таким образом, наличие своего рода замкнутая циклональная циркуляция энергии гармоник M_4 , которая охватывает все Белое море. Поэтому структуру котидальной картины можно трактовать как образованную за счет суперпозиции прямых и отраженных волн Кельвина.

Генерация прямых волн M_4 может быть осуществлена за счет нелинейных искажений гармоник

M_2 , обусловленных адвекцией, трением и мелководностью. Для Белого моря, в идеализированном слу-

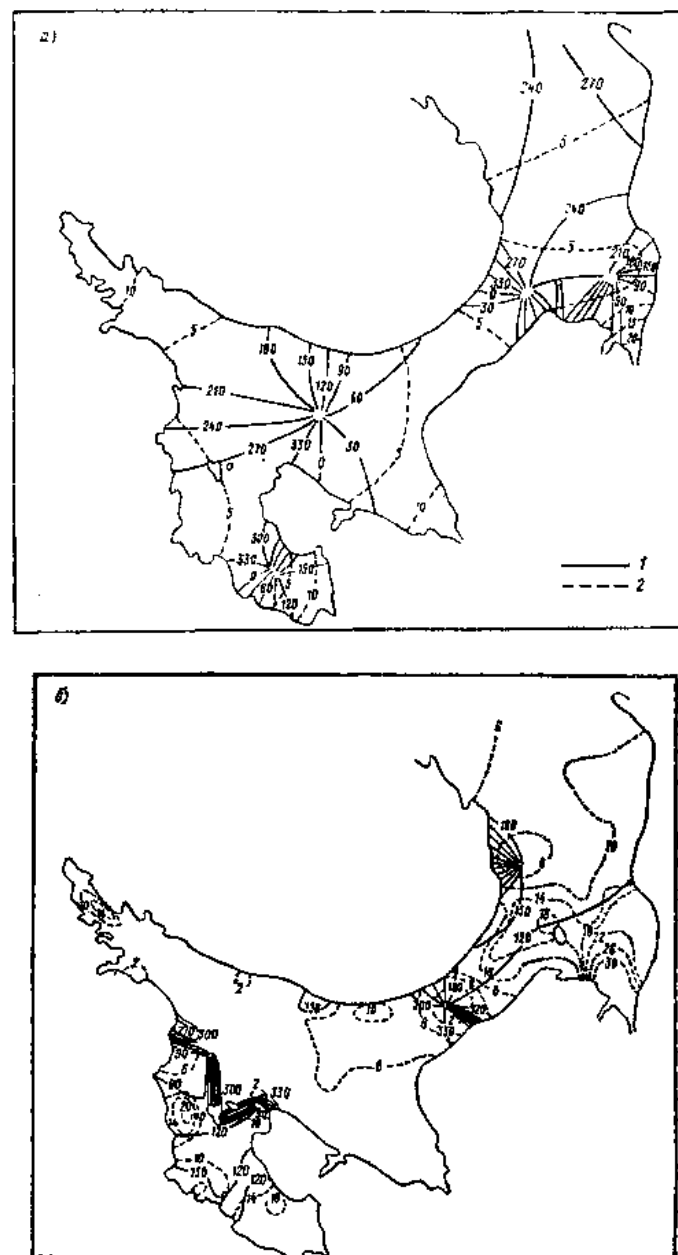


Рис. 8.17. Карты изофаз (1) и изоамплитуд (2) уровня (а) и течений (б) волны M_4 по результатам моделирования.

чае, можно принять, что волна M_2 имеет стоячий характер:

$$\xi_2 = \hat{\xi}_2 \sin(kx) \sin(\sigma t); \quad (8.52)$$

$$u_2 = \hat{u}_2 \cos(kx) \cos(\sigma t); \quad (8.53)$$

$$\hat{u}_2 = (g/h)^{1/2} \hat{\xi}_2, \quad (8.54)$$

где индекс 2 обозначает принадлежность к волне M_2 , K — пространственная частота.

Тогда посредством адвекции генерируется гармоника M_4 :

$$-u_2 \partial u_2 / \partial x = (\hat{u}_2^2 / 4) k \sin(2kx) [\cos(2\sigma t) + 1]. \quad (8.55)$$

Используя квадратичный закон для τ_b , можно получить, что волна M_4 , генерированная нелинейным трением, пропорциональна величине

$$(16/15\pi)^2 (C_D/h^2) \hat{\xi}_2^2 \hat{u}_2 \sin(2kx) \sin(\sigma t), \quad (8.56)$$

а генерированная мелководностью (нелинейностью в уравнении неразрывности) —

$$(\hat{a}_2^2/2) k \sin(2kx) \cos(2\sigma t). \quad (8.57)$$

Отсюда следует, что генерация гармоник M_4 для Белого моря посредством адвекции на два порядка эффективнее, чем за счет донного сопротивления, но в 2 раза менее эффективна по сравнению с нелинейностью в уравнении неразрывности.

Это заключение проверялось с помощью численных экспериментов. Первоначально в уравнениях (8.23), (8.24) были опущены все нелинейные члены. Результаты позволили установить, что в этом случае полученная ранее по полной модели пространственная картина котидалей волны M_4 воспроизводится полностью. Однако амфидромия на входе в Горло становится вырожденной с центром у о. Моржовец. Амфидромия в Мезенском заливе сместилась еще левее, если смотреть по направлению из залива. Приблизилась к Летнему берегу амфидромия в Бассейне и к Онежскому берегу — в Онежском заливе. Все это говорит о существенном увеличении доли прогрессивной составляющей волны. Очевидно, что в рассматриваемом случае генерация гармоник M_4 значительно превышает ее диссипацию донным сопротивлением в линейной форме. Причем амплитуда генерируемой волны M_4 данным нелинейным механизмом составляет относительно наблюдаемой в Воронке 60%, в Мезенском заливе — 70—80%, в Горле — 60%, в Кандалакшском и Двинском заливах — 50%, в Онежском заливе — 30%.

В соответствии с приведенными выше выкладками оказался вклад донного сопротивления в генерацию волны M_4 . Его значение нигде не превысило 0,5 см.

Совместный учет мелководности и нелинейного трения существенно приближает результаты к полученным по полной модели. Так, амфидромия на входе в Горло становится уже полной, хотя и смещенной еще к о. Моржовец. Значительно уменьшился сдвиг остальных амфидромий от центров районов. Например, в Мезенском заливе амфидромия расположена практически на оси залива. Кроме этого почти во всех районах моря возросли амплитуды волны M_4 . В вершине Кандалакшского залива увеличение составило около 22%, в Воронке — 10—20%, в вершинах Мезенского, Двинского и Онежского заливов — 30, 10 и 50% соответственно. Однако имеются области, где амплитуды уменьшились. Это связано в первую очередь с произошедшими структурными изменениями в приливной волне. В целом можно сказать, что квадратичный закон трения лучше, чем линейный балансирует генерацию и диссипацию волны M_4 .

Таким образом, нами подтвержден вывод, сделанный на основе анализа наблюдений о доминирующей роли мелководья в формировании волны M_4 в Белом море.

Нелинейная модель (8.23)—(8.25), кроме четвертьсуточной гармоник, воспроизводит также и волну M_6 . Однако из-за довольно грубого пространственного разрешения модели анализ этой волны для всего моря не приводится. Заметим лишь, что ее генерация в Белом море в основном обусловливается нелинейным взаимодействием волн M_2 и M_4 . Кроме того, даваемые этими тремя гармониками суммарные колебания уровня хорошо имитируют

явления «манихи» и «антиманихи» в Двинском и Кандалакшском заливах.

Перейдем к анализу результатов расчета течений волны M_4 . Как видно из рис. 8.17, их котидальная карта имеет весьма сложную структуру. На ней выделяется четыре амфидромических системы: в Воронке, Горле и на границе Онежского залива и Бассейна. Первая из них расположена в районе общей пучности стоячих «волн уровня» с узлами в Мезенском заливе и у о. Моржовец. Вторая в Горле, также относится к зоне максимальных значений амплитуды прилива M_4 . Здесь расположена общая пучность стоячих волн с узлами у о. Моржовец и в Бассейне.

Исключительно плотно сконцентрированы котидали в двух других амфидромиях течений. При этом обход котидалей у амфидромии, расположенной в районе о. Жижгин, происходит по часовой стрелке, в то время как во всех остальных — против часовой стрелки. Такая оцифровка котидалей свойственна амфидромиям Гарриса, формируемым в результате кривой интерференции стоячих колебаний [104]. Если обратиться к карте характеристик эллипса приливных течений волны M_4 , то можно видеть, что в районе о. Моржовец встречаются две системы колебаний, расположенных практически перпендикулярно друг к другу (рис. 8.18). Одна из них ориентирована по оси Восточной Соловецкой Салмы, а вторая — по линии, параллельной Летнему берегу. В месте их пересечения отмечаются минимальные скорости течения.

Наличие амфидромий и в районе, примыкающем к Западной Соловецкой Салме, значительно усложняет характер приливных течений M_4 на границе Онежского залива и Бассейна. Действительно, если принять в первом приближении, что гребень «волны течений» соответствует положению котидальной линии, то в районе Анзерской Салмы будет происходить суперпозиция гребней «волн течений», направленных из Восточной и Западной Соловецких Салм навстречу друг другу. Придерживаясь этого предположения можно видеть, что гребни «волн течений» с северной и юго-восточной сторон Соловецких островов расстояние в 20 км проходят примерно за 3 ч, что значительно превышает такое же время для других районов моря. Если учесть, что скорости течения M_4 здесь достаточно велики (около 4 см/с) то такое движение фронта «волн течений» здесь может, вероятно, привести к явлению, которое называется сулом. Именно в этих районах наблюдается сулой.

Возвращаясь к рис. 8.18, отметим еще одну зону с маленькими скоростями течений, которая расположена в центре Горла, а именно в узле «волн течений». Отсюда, по направлению к Воронке, вытянуты большие оси эллипса волны M_4 , которые практически не меняют своей ориентации до самого Канинского берега. Здесь, выше м. Конушин, веерообразно сходятся эллипсы приливного течения M_4 из трех районов: Горла, Воронки и Мезенского залива. Такое их расположение может быть объяснено тем, что в этом районе происходит суперпозиция трех систем колебаний прилива M_4 : двух стоячих — в Мезенском заливе и Горле и одной прогрессивной, направленной из Воронки к м. Канин Нос в виде волны Кельвина.

Обход эллипса приливного течения волны M_4 на большей части моря происходит против часовой стрелки (рис. 8.19). Однако в отдельных районах

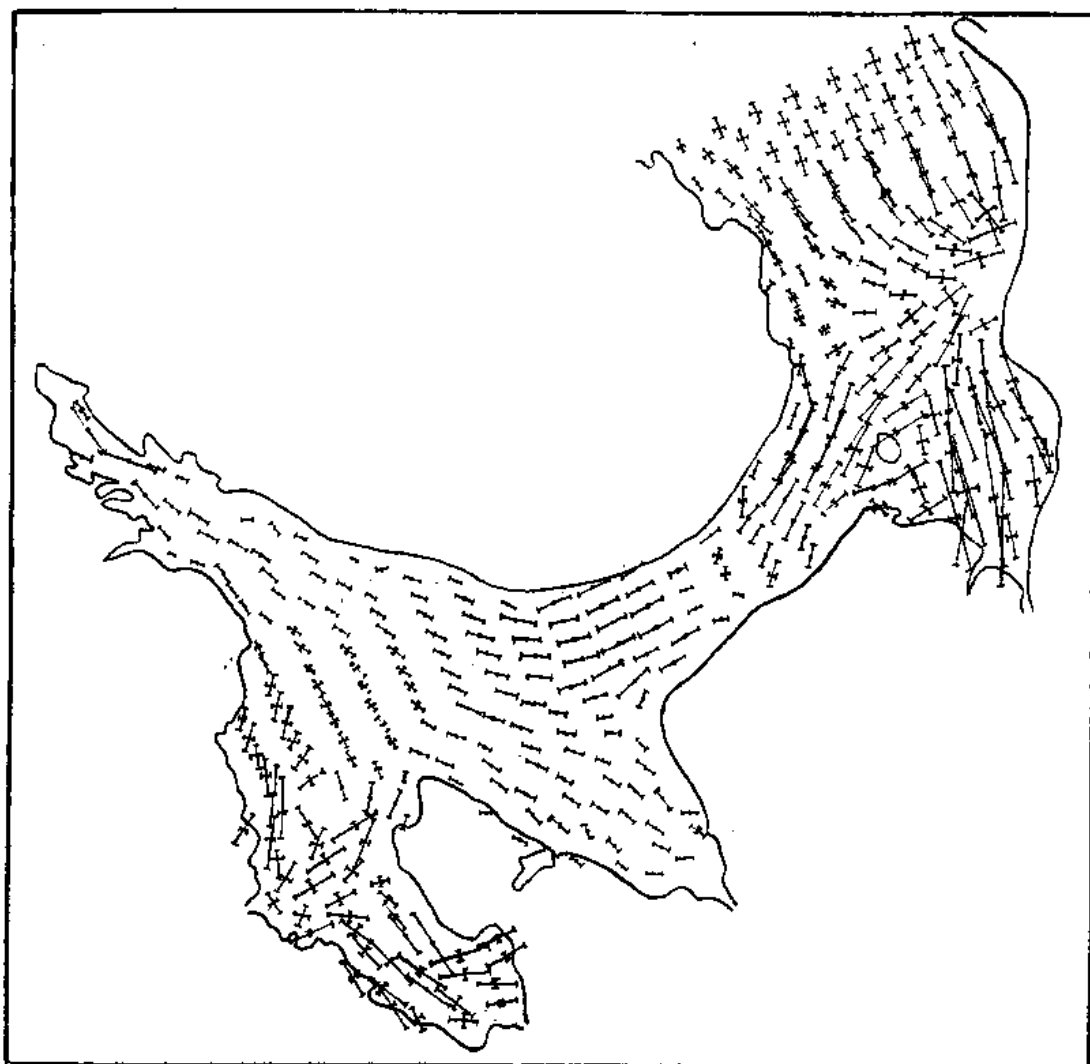


Рис. 8.18. Пространственное распределение осей эллипса приливного течения M_1 по результатам моделирования.

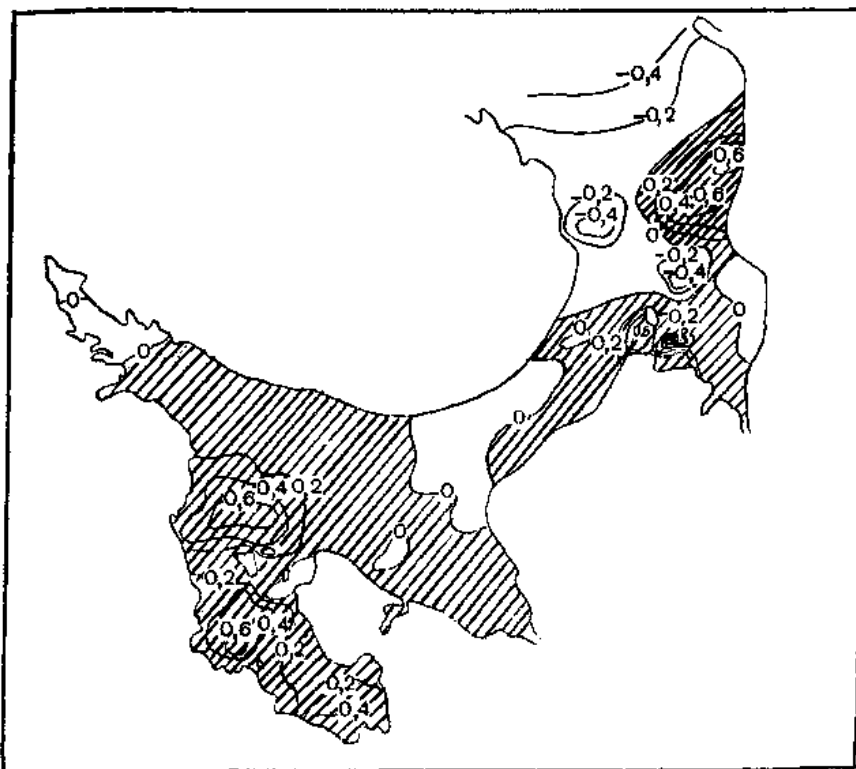


Рис. 8.19. Направление вращения вектора и полнота эллипса приливного течения M_1 по результатам моделирования.

В заштрихованных областях вращение положительное (против часовой стрелки)

Горла, Воронки, Мезенского и Кандалакшского заливов отмечается правое вращение вектора течения. При этом зоны с наибольшей полнотой эллипса расположены не только в районах амфидромий течений, но и в ряде других, что подчеркивает сложную структуру приливных течений M_4 .

Ранее мы рассмотрели воздействие разнообразных сил на формирование мелководного прилива M_4 , за исключением влияния силы Кориолиса. Анализ структуры волны M_4 без учета этой силы позволяет несколько уточнить описанную выше реальную картину. Во-первых, следует отметить, что без учета силы Кориолиса узлы выявленных ранее стоячих колебаний, которые в поле силы Кориолиса сформировались в амфидромии, сейчас также воспроизводятся, но в виде резкого сгущения котидалей. Особенно это обстоятельство характерно для узла Мезенского залива и узла в Онежском заливе, где отрезок в 8 миль «пронизывают» по шесть котидалей. В Горловской амфидромии котидали более разрежены, что свидетельствует о большей доле здесь прогрессивной составляющей.

Однако у о. Моржовец они собираются в плотный пучок, соединяясь с прилегающими с другой стороны острова котидалами узла Мезенского залива. Такая конфигурация котидалей свидетельствует о том, что и из Воронки в Горло и Мезенский залив направлена прогрессивная волна M_2 . Природа этой волны, вероятно, резонансная. Если обратиться к выражению (8.57), то видно, что резонанс волны M_4 наблюдается при $\chi = 1/8, 3/8$ и $5/8$ длины волны M_2 . Как было получено по наблюдениям, длина волны M_2 в Воронке составляет около 835 км. С другой стороны, результаты моделирования позволили установить, что распространяющаяся из Воронки волна M_2 испытывает положительное отражение на входе в Горло, в результате чего выше о. Моржовец формируется пучность. Взяв расстояние от 100-метровой изобаты, находящейся в Баренцевом море, до этой пучности, получим, что мелководная область Воронки, где ξ не мало по сравнению с h , имеет длину около 170 км, что весьма близко к значению $\lambda/8$.

Похоже, что резонансную природу имеют и колебания уровня M_4 в Кандалакшском заливе. Если считать, что ξ сравнима с h здесь на отрезке о. Средние Луды — Кандалакша, то длина этого отрезка будет около 80 км. В то же время мы установили, что наблюдаемая волна M_2 , захватывающая и этот район, имеет длину около 500 км. Следовательно, $\chi \approx \lambda/8$.

И, наконец, рассмотрим главную особенность структуры волны M_4 в отсутствие силы Кориолиса. Эта особенность состоит в том, что в районе Соловецких островов формируется явно выраженный узел, который в реальности плохо идентифицируется. Вместе с узлом в Бассейне он образует картину, весьма схожую с описанной ранее для Горла и Мезенского залива. Следовательно, так же как и Воронка, Кандалакшский залив является своеобразным «резонансным» генератором волны M_4 , которая направляется из него в Бассейн и Онежский залив.

Расположение в районе о. Соловки узлов «волны течений» M_4 свидетельствуют о том, что здесь действительно происходит скрещивание систем четвертьсуточных колебаний, в результате чего и формируется упомянутая выше амфидромия Гарриса.

Динамика волны M_2 с учетом осушки. В Белом

море прибрежные зоны, которые периодически осушаются под влиянием прилива, наиболее характерны для Мезенского залива. Средняя ширина таких областей здесь около 3 миль, а максимальная — около 6 миль. Чтобы учесть их наличие, требуется существенно меньший пространственный шаг, чем в модели приливов всего моря. Однако уменьшение Δx до приемлемой величины делает задачу воспроизведения приливов в Белом море практически не реализуемой. Поэтому реконструкция приливных движений в условиях осушки производилась только для Мезенского залива. Это позволило выбрать довольно малый шаг по пространству в 1 милю (1853 м), который дает возможность достаточно точно учитывать осушку берега.

При использовании модели приливов с осушкой принималось, что в очель мелководных районах суммарная глубина моря не может быть во время отлива меньше 80 см, а градиент уровня $\Delta = 1$ см.

Расчетная область в рассматриваемом случае имеет две открытые границы. Первая, в устье залива, проходит по линии м. Воронов — о. Моржовец — м. Конушии, а вторая, в вершине залива, — от м. Харин Нос до м. Аповский и от него до м. Еловый. На входной границе колебания уровня волны M_2 задавались как в названных береговых пунктах, так и в открытой части, куда по наблюдениям за течениями интерполировались методом Дудсона значения амплитуд и фаз прилива. На выходной границе задавалось условие излучения.

Расчеты проводились для двух случаев, когда коэффициент C_D принимался постоянным по пространству и когда он брался переменным. Результаты показали, что в обоих случаях совпадение с наблюдениями весьма хорошее. Однако там, где отмечаются обширные зоны осушек, второй вариант дает некоторое улучшение совпадения модельных и наблюдаемых уровней. По сравнению с результатами, полученными на модели всего моря, эти существенно детализируют картину приливных движений и несколько их уточняют (до 10 %). Однако в целом учет осушек не приводит к каким-либо заметным изменениям в динамике приливов Мезенского залива.

В качестве иллюстрации процесса осушения и затопления мелководных областей на рис. 8.20 показаны схемы течений в различные часы приливного цикла.

Энергетические характеристики. Кроме распределения амплитуд и фаз приливных гармоник большой интерес представляют энергетические характеристики приливных движений. Эти характеристики были вычислены для каждой ячейки сеточной области на основании следующих зависимостей:

средняя кинетическая энергия

$$СКЭ = \frac{\rho}{2T} \int \int_S (h + \xi)(u^2 + v^2) ds dt;$$

средняя потенциальная энергия

$$СПЭ = \frac{\rho g}{2T} \int \int_S \xi^2 ds dt;$$

средняя мощность на границе

$$СМГ = \frac{\rho}{T} \int \int_{\Gamma} v_n (h + \xi)(v_n^2/2 + g\xi) d\Gamma dt;$$

средняя скорость диссипации

$$ССД = \frac{\rho C_D}{T} \int \int_S (u^2 + v^2)^{1/2} ds dt,$$

где T — период; S — площадь; Γ — длина границы; v_n — нормальная к границе скорость течения.

Из рис. 8.21 видно, что кинетическая энергия прилива в Белом море достигает своих максимальных значений в Воронке, Мезенском заливе и Горле, а потенциальная — в Мезенском заливе и у Терского берега Воронки. Наибольшие значения ССД

энергии в Двинском заливе. Он здесь направлен вдоль Летнего берега к вершине залива, а далее по направлению к Горлу. Такая циклоническая завихренность потока энергии свидетельствует об отражении приливной волны от Летнего берега, в результате чего в Горле формируется амфицентрическая система.

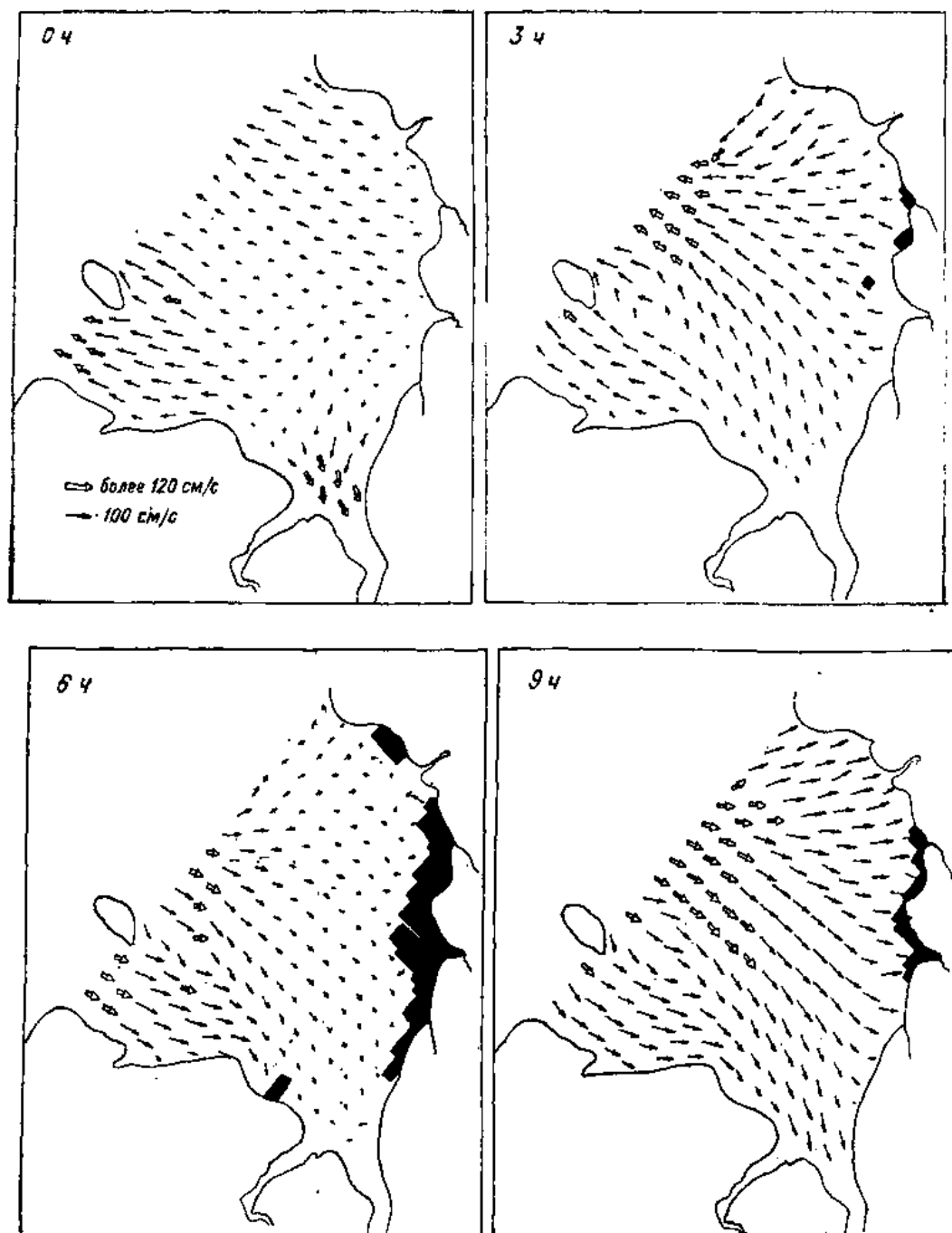


Рис. 8.20. Схемы приливных течений в Мезенском заливе в различные часы приливного цикла. Заштрихованы зоны осушки.

локализованы в районах Моржовецкой Салмы и в проливе между о. Моржовец и м. Конушин.

Весьма интересна картина СМГ (см. рис. 8.21). Здесь видно, что в Мезенском заливе вдоль Конушинского берега в Воронку направлен обратный поток энергии, видимо, связанный с отраженной волной. Схожая с этой картина отмечается и в Кандалакшском заливе у Карельского берега. Однако более впечатляет структура чистого потока

Моделирование влияния Мезенской приливной электростанции на режим приливов в Белом море
Сооружение плотины приливной электростанции (ПЭС) в Мезенском заливе может существенно сказаться на динамике приливов в Белом море. Так, выполненные в работе [32] расчеты приливов для случая сплошной дамбы ПЭС в створе м. Абрамовский — м. Михайлов предсказывают увеличение амплитуды волны M_2 не только в оставшейся:

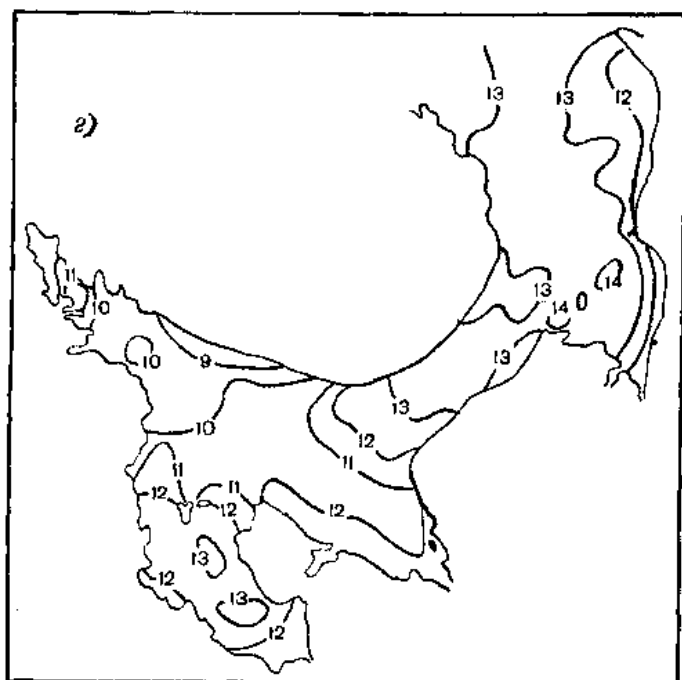
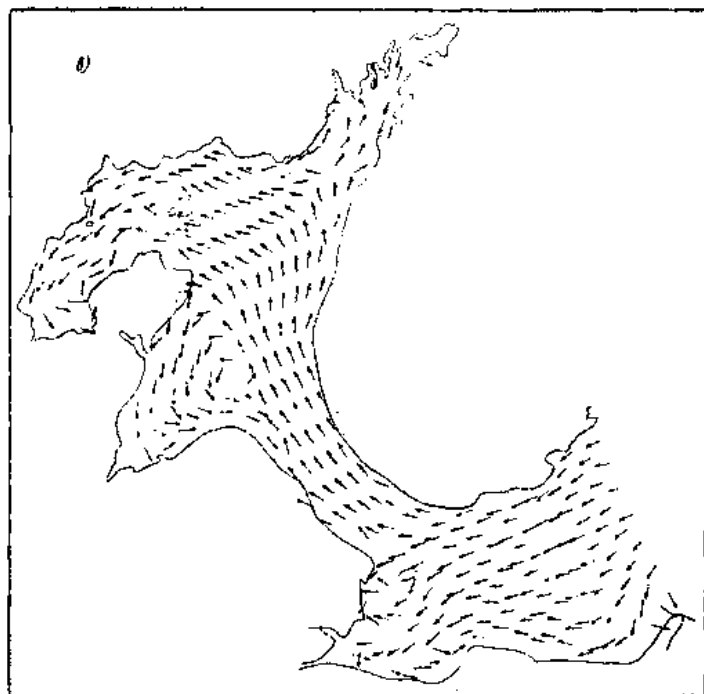
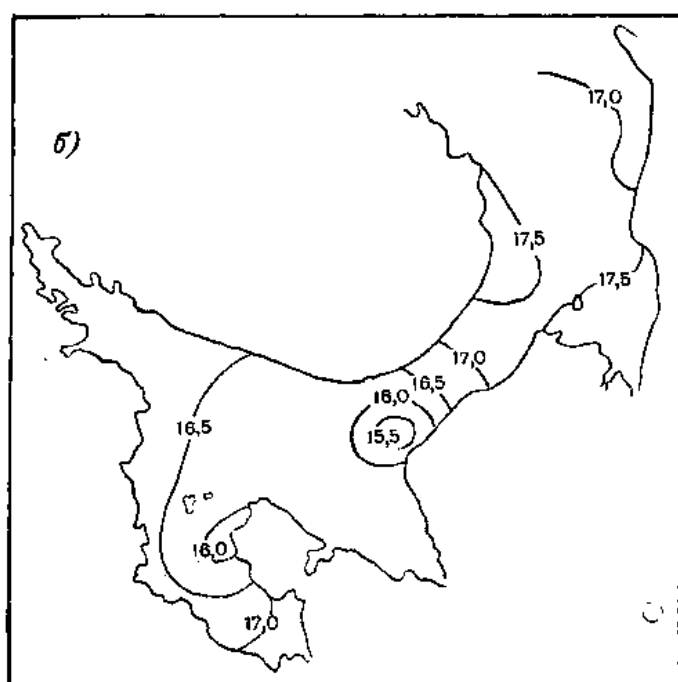
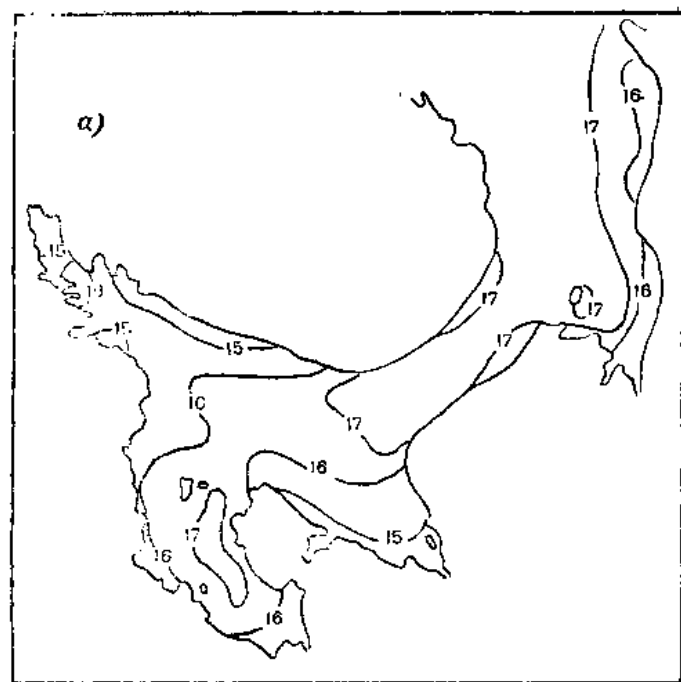


Рис. 8.21. Пространственное распределение средней кинетической энергии (а), средней потенциальной энергии (б), средней мощности на границе (в), средней скорости диссипации (г).

а, б — 10^{-13} Дж; в, г — 10^{-11} Дж/с.

части Мезенского залива, но и в Воронке, особенно у южной части Канинского и северной части Конушинского берегов (на 80 см). У намечаемого створа ПЭС увеличение амплитуды составляет примерно 40 см. Увеличение фаз прилива также значительно — до $30-40^\circ$. При этом вблизи дамбы происходит сдвиг в сторону более раннего наступления полной воды, а вдали от нее, наоборот, происходит запаздывание.

В рассмотренной работе [32] изучалась только часть Белого моря до Горла, поэтому о влиянии плотины ПЭС на приливы в Горле, Бассейне с заливами и Онежском заливе в ней ничего не говорится. С другой стороны, использованные в работе

[32] условия на открытой границе (м. Святой Нос — м. Канин Нос) отличаются от тех, которые задавались в модели приливов всего Белого моря (8.23) — (8.25) и которые являются, на наш взгляд, наилучшими.

В этой связи моделировалась ситуация, когда в Мезенском заливе задавалась дамба по линии м. Абрамов — м. Михайлов. Полученные результаты хорошо согласуются с приведенными в работе [32]. Однако имеются и расхождения. Так, у Канинского берега максимальный рост амплитуды волны M_2 составил всего 22 см, а по всему району Воронки и Мезенского залива не превысил 65 см. Что касается фазовых изменений, то наибольшими они оказы-

ваются у створа плотины. Здесь полная вода на-
ступает примерно на час (27°) раньше по сравне-
нию с реальным режимом. У Канского же берега
фаза, наоборот, запаздывает в среднем на 17°.

В Горле амфидромия сместилась на 12 миль
ближе к Бассейну, что свидетельствует об увеличе-
нии входящей в него волны прилива. Ее амплитуда
превышает реальную в среднем на 15 см, а макси-
мально на 36 см. Фаза изменилась не столь сильно
(не более 6°). В Бассейне увеличение амплитуды
составляет около 4—5 см, достигая своего макси-
мального значения в вершине Кандалакшского за-
лива (10 см). Довольно значительные изменения
прилива происходят в Онежском заливе. Здесь ам-
плитуда волны M_2 возросла на 17 см. В целом же
плотина ПЭС не приводит к какой-либо существен-
ной трансформации структуры приливной волны M_2 .

Однако мелководная гармоника M_4 претерпе-
вает большие изменения. На ее котидальной карте
отмечается всего лишь три амфидромических си-
стемы. Одна, на входе в Горло, полностью выроди-
лась. Конфигурация котидалей свидетельствует
о значительно увеличившейся доле энергии волны
 M_4 поступающей из Мезенского залива в Воронку
и далее в Горло. В результате этого в среднем по
морю рост амплитуды гармоники M_4 составил 5 см
при максимальном значении 13 см у створа пло-
тины.

Таким образом, плотина ПЭС обуславливает из-
менение режима приливов во всем Белом море и
особенно значительное — мелководных волн.

В заключение отметим, что увеличение ампли-
туды прилива при строительстве плотины ПЭС при-
ведет и к изменению режима перемешивания на
всей акватории Белого моря.

**Моделирование влияния ледяного покрова на
приливы в Белом море.** В разделе 8.1 было пока-
зано, что амплитуды приливных гармоник в тече-
ние года изменяются в довольно широких пределах.
В зимний период они имеют ярко выраженный ми-
нимум, однако фазы в это время возрастают. Это
свидетельствует о том, что ледяной покров оказы-
вает дополнительное демпфирующее влияние на
движение приливной волны. Данный эффект можно
сопоставить с эффектом, возникающим за счет до-
ного сопротивления. Поэтому в рамках рассмотрен-
ной в п. 8.5 модели наличие ледяного покрова,
а точнее трение жидкости о нижнюю поверхность
льда, можно учесть путем задания соответствую-
щего значения C_b . В первом приближении коэффи-
циент донного сопротивления можно принять вдвое
большим по сравнению с безледным периодом [186].
Это означает, что ледяной покров представляется
в виде гибкой пленки, которая испытывает только
вертикальные колебания. Вообще говоря, такая
аппроксимация справедлива только для некоторых
прибрежных участков, покрытых неподвижным при-
пайным льдом. Существенно также и второе допу-
щение, согласно которому для неподвижного льда
коэффициенты придонного и подледного трения
равны. Вместе с тем модель позволяет учитывать
реальную ситуацию, при которой море лишь ча-
стично покрыто льдом.

С учетом изложенного были проведены расчеты
приливного режима для реальной ситуации, когда
практически все Белое море было покрыто льдом,
полученной по спутниковым снимкам. Сравнение
котидальных карт для этого и безледного случая
показало, что для волны M_2 качественно картина

почти не изменилась. В то же время амплитуды
уменьшились существенно (до 40 %). Однако на-
ибольшие изменения коснулись волны M_4 . Так, ам-
фидромия, находящаяся у входа в Горло, выроди-
лась, а в Бассейне и Онежском заливе произошел
«сдвиг» котидалей на 30 и 60° соответственно.

Результаты также показывают, что наибольшее
изменение амплитуд и фаз приливных волн приуро-
чено к вершинам заливов, а наименьшее оно
в Горле и Бассейне.

Точное влияние ледяного покрова на динамику
приливов в Белом море можно определить путем
совместного моделирования прилива и движения
ледяного покрова.

Для этого воспользуемся моделью, детально опи-
санной в работе [181]. В качестве начального рас-
пределения льда задавалось полученное по упомя-
нутому ранее спутниковому снимку. Однако спо-
тность бралась равной 0.9. Значения толщины
льда задавались одинаковыми для всего моря и
равными средней многолетней толщине для марта
60 см.

Результаты совместного моделирования прилива
и движения ледяного покрова показали, что при-
ципиальных различий в структуре приливных волн
для летнего и зимнего периодов нет. Различия от-
мечаются лишь в деталях. Так, произошедшие
в зимний сезон качественные изменения в основном
сводятся к тому, что амфидромия в Горле смести-
лась ближе к его оси и ближе в Бассейн относи-
тельно «летнего» варпанта приблизительно на 15 и
12 км соответственно. Амфидромия в Онежском за-
ливе также сместилась ближе к оси залива при-
мерно на 10 км. В то же время количественные из-
менения более заметны. Например, в ледовый пе-
риод амплитуда волны M_2 уменьшилась относи-
тельно безледного примерно на 30—40 % в Во-
ронке, Горле, Бассейне с заливами, Онежском за-
ливе, а в Мезенском — даже на 40—50 %. Произ-
шедшие фазовые изменения не столь существенны
и нигде не превысили 2—3°.

Установленная закономерность в целом спра-
ведлива и для мелководной волны M_4 , хотя в ос-
новном изменения в ее амплитуде и фазе несколько
больше.

Таким образом, можно заключить, что влияние
ледяного покрова на динамику прилива в Белом
море довольно значительно и проявляется в оснो-
вом в уменьшении амплитуды прилива.

**Влияние атмосферных процессов на приливные
движения.** К другой причине, формирующей сезон-
ную изменчивость амплитуд и фаз приливных со-
ставляющих, следует отнести их непериодичное взаи-
модействие с движениями, образующимися под
влиянием крупномасштабных полей ветра, осред-
ненных, например, за месяц. Эти ветровые колеба-
ния уровня и течений имеют четко выраженный се-
зонный ход, обусловленный муссонным характером
циркуляции атмосферы над Белым морем. При этом
справедливо будет исключить из рассмотрения эф-
фекты, связанные с градиентами атмосферного дав-
ления, так как они примерно на порядок меньше
вызванных касательным напряжением ветра. Сле-
довательно, для указанной цели в уравнении (8.23),
(8.24) достаточно включить члены, характеризую-
щие касательное напряжение ветра — $\tau^w/\rho H$, кото-
рое для Белого моря было определено в п. 6.3.

Рассмотрим две простейшие ситуации, когда ка-
сательное напряжение ветра направлено по осям

Белого моря с северо-востока на юго-запад и с северо-запада на юго-восток.

Результаты моделирования показывают, что в обоих случаях амплитуды и фазы волны M_2 незначительно отличаются от полученных без учета ветра. Максимальные различия наблюдаются в Мезенском заливе (3—4 см по амплитуде и 2—3° по фазе), т. е. там, где нелинейные эффекты наиболее хорошо выражены.

При сопоставлении характеристик мелководной волны M_4 обнаруживается, что в той и другой ситуации их особенности полностью совпадают. Однако некоторые количественные различия довольно значительны. Так, в районе общей лучности стоячих волн Горла и Мезенского залива, расположенной выше м. Конушин, при меридианальных ветрах амплитуда M_4 ниже на 6—8 %, чем при зональных, а фазовые различия достигают 3°. Однако расхождение еще больше со случаем, когда ветер не учитывается: для Воронки 6—8 % по амплитуде и 2° по фазе, Кандалакшского, Двинского и Онежского залива — 11 % по амплитуде и до 10° по фазе. Причем, когда ветер учитывается, амплитуда волны M_4 , как правило, уменьшается.

8.6. Моделирование приливов Онежского залива

Результаты предыдущего раздела показали, что модель приливов Белого моря с наибольшими погрешностями воспроизводит приливной режим Онежского залива. Это связано с тем, что пространственное разрешение модели не позволяет удовлетворительно учесть мелководность Онежского залива, наличие в нем большого количества самых разных по величине островов, а также чередования глубоких впадин с обширными отмелями и банками.

Изучение приливных движений в подобных мелководных акваториях, где они осложнены влиянием морфометрии, нелинейных эффектов и неприливных движений сопряжено со многими трудностями. Причем прогресс в этой области наметился только в последнее время, в связи с развитием методов гидродинамического моделирования, оказавшегося наиболее эффективным в сочетании с экспедиционными работами в море, направленными на получение достаточного количества данных наблюдений для надежного задания граничных условий и оценки точности расчетов [151]. Этот комплексный подход положен в основу изучения приливов в Онежском заливе.

Для получения необходимых натурных данных летом 1981 г. и 1983 г. проведены комплексные экспедиции ГОИНа, Севгидромета и ААНИИ в Онежском заливе [112]. Как видно из рис. 8.22 основные наблюдения за уровнем и течениями были сосредоточены вдоль линии, проходящей через Кемь — северную оконечность о. Большой Соловецкий — о. Анзерский — о. Жижгин, являющейся жидкой границей в численной модели приливных движений залива.

Впервые в отечественной практике в этих экспедициях широко использовались для получения уровня данных в открытом море специально изготовленные в ААНИИ на базе стандартного прибора АЦИТТ самописцев открытого моря.

Полученные синхронные ряды ежечасных данных об уровне и течениях на АБС, береговых постах и гидрометеорологических станциях продолжи-

тельностью 32 сут. и более были подвергнуты гармоническому анализу методом Дудсона, принятому в отечественной практике в качестве стандартного при обработке приливов, а меньше этой продолжительности — методами Франко и наименьших квадратов. В результате были получены гармонические постоянные 34 волн прилива в береговых пунктах и пяти районах открытого моря.

Гидродинамическая модель приливов Онежского залива строилась на уравнениях мелкой воды

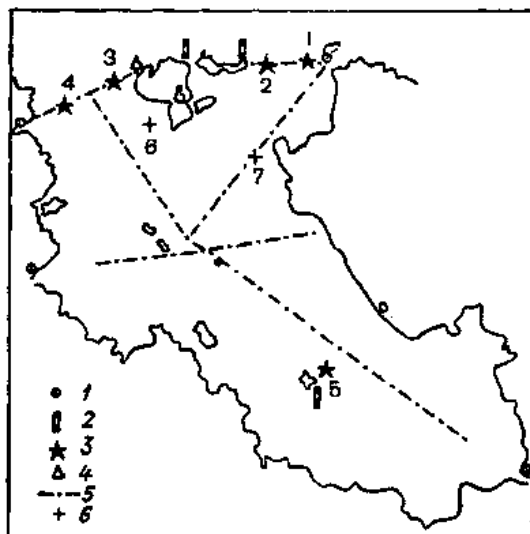


Рис. 8.22. Схема наблюдений, выполненных в Онежском заливе при проведении экспедиционных работ летом 1981 г. (т. 1—5) и 1983 г. (т. 6, 7):

1 — гидрометеорологические станции; 2 — временные уровенные посты; 3 — самописцы уровня открытого моря и автономные буйковые станции с самописцами течений; 4 — самописцы уровня моря ГМ-28; 5 — океанографические разрезы; 6 — автономные буйковые станции с самописцами течений.

для полных потоков (см. п. 8.5). Адвективные ускорения при этом не учитывались, поскольку их вклад в приливные движения, как показано в п. 8.5, на порядок меньше вклада других составляющих. Численное решение такой системы уравнений производилось в соответствии с работой [22].

Для учета сложного очертания берегового контура Онежского залива и расположенных в нем островов пространственный шаг сетки был выбран равным 2,5 м.милам.

На период времени, совпадающий с проведением экспедиционных работ в 1981 г., были рассчитаны суммарные приливные движения в заливе. По этим данным определены гармонические постоянные уровня и течений. В дальнейшем будут использоваться 15 волн уровня (табл. 8.6) и 12 волн течений, что достаточно для описания режима приливных движений в Онежском заливе.

В табл. 8.6 помещены гармонические постоянные уровня, полученные по результатам расчетов и по данным наблюдений по ряду пунктов. Отметим, что имеющиеся различия этих гармоник невелики и, за исключением фаз мелководных волн, не выходят за пределы их межгодовой изменчивости. Возможные причины существенных отличий фаз мелководных волн будут предложены ниже. Учитывая, что в табл. 8.6 гармонические постоянные рассчитаны по наблюдениям, произведенным в различные годы и сезоны, следует признать высокое

Таблица 8.6

Гармонические постоянные уровня, полученные по данным наблюдений (Н) и результатам гидродинамических расчетов (Р)

Волна		Онега		Кондостров		Разнаволоке		Соловки	
		A	g	A	g	A	g	A	g
K_1	Н	6,6	153,7	6,7	139,6	6,1	127,0	5,8	125,3
	Р	7,8	154,7	7,2	139,8	6,4	120,2	6,0	120,9
P_1	Н	2,2	153,7	2,2	139,6	2,0	127,0	1,9	125,3
	Р	2,7	154,7	2,4	139,8	2,2	120,2	2,0	120,9
μ_2	Н	11,0	33,7	7,9	24,5	4,2	351,1	1,7	332,6
	Р	8,9	39,7	6,8	27,2	3,5	347,2	1,8	342,6
N_2	Н	11,3	236,7	10,4	200,0	9,8	137,5	5,8	128,0
	Р	13,5	234,3	11,0	202,4	9,9	140,5	6,4	129,7
M_2	Н	105,4	284,5	82,3	250,0	51,7	189,6	30,2	170,0
	Р	105,2	283,7	78,9	250,7	57,2	185,3	34,3	173,7
L_2	Н	4,6	332,9	3,4	310,0	2,6	262,6	1,1	251,9
	Р	5,3	329,0	4,0	311,4	2,4	255,6	1,3	257,4
S_2	Н	19,9	343,1	18,7	298,7	12,3	235,3	8,1	212,9
	Р	22,1	334,7	17,4	300,0	13,5	233,6	9,0	215,2
K_2	Н	5,4	343,1	5,1	298,7	3,5	235,3	2,2	212,9
	Р	6,0	334,7	4,7	300,0	3,6	233,6	2,4	215,2
MK_3	Н	2,1	2,6	0,1	312,4	1,1	148,2	0,9	149,2
	Р	2,5	3,2	0,6	193,1	1,1	138,5	0,9	145,2
MN_4	Н	4,6	92,4	1,0	339,8	2,8	251,9	1,1	214,0
	Р	6,1	92,4	0,8	335,0	4,1	251,8	1,5	218,1
M_4	Н	18,3	135,1	2,0	354,2	8,1	297,6	3,1	270,0
	Р	18,6	138,4	1,6	2,1	10,1	300,2	4,0	276,4
SN_4	Н	2,8	162,7	0,4	46,1	1,3	321,8	0,6	297,7
	Р	3,1	166,8	0,4	42,5	1,9	327,3	0,7	302,1
MS_4	Н	9,4	197,4	1,1	68,4	4,6	353,3	1,7	321,7
	Р	9,9	203,5	0,9	67,1	5,1	348,3	2,0	323,8
M_6	Н	4,6	268,0	0,7	31,9	3,1	337,8	1,0	207,9
	Р	3,7	296,4	0,6	129,4	3,5	343,5	0,8	191,4
$2MS_6$	Н	2,5	343,2	0,7	94,5	2,3	10,6	0,9	265,5
	Р	2,9	285,3	0,6	180,3	2,8	24,2	1,1	247,5

Примечание. А — амплитуда, см; g — фаза, °.

качество гармонических постоянных, полученных на основе данных моделирования.

В рамках модели были осуществлены специальные численные эксперименты по исследованию влияния на расчет приливов строения сеточной области, задания морфометрических данных, граничных и начальных условий, учета в исходных уравнениях нелинейных эффектов и выбора значения коэффициента придонного трения, которые позволили определить оптимальные значения параметров модели (относительно ресурсов ЭВМ при заданной точности расчетов) и способы их задания.

Охарактеризуем кратко полученные при этом результаты.

1. При моделировании приливов в Онежском заливе оптимальный шаг расчетной сетки равен 2,5 м. Увеличение шага заметно ухудшает качество расчетов, а уменьшение, практически не улучшая их точности, существенно увеличивает продолжительность расчетов.

2. Задание рельефа дна в открытых районах залива с ошибками порядка 3—5 м практически не влияет на результаты моделирования. Однако в его вершине, начиная примерно с изобаты 5 м, для обеспечения должного качества расчетов необходимо задание распределения глубин с точностью 0,5 м.

3. Изменения задания положения среднего уровня залива (т. е. его средней глубины, равной 18 м) на $\pm 0,5$ м существенно изменяют характеристики приливов по всей его акватории, причем в большей степени этому воздействию подвержены мелководные волны.

4. Временный ход суммарного приливного уровня вдоль жидкой границы модели хорошо аппроксимируется суммой 15 волн, амплитуды которых вдоль большей ее части превышают 1 см. Уменьшение числа задаваемых волн снижает качество расчетов внутри области как суммарных приливных движений, так и характеристик отдельных, особенно мелководных волн.

5. Временная и пространственная изменчивость приливов вдоль жидкой границы такова, что отсутствие достаточного количества синхронных наблюдений, в том числе в открытом море, может привести к существенным погрешностям расчета.

6. В качестве начальных условий может быть принято состояние покоя для горизонтальных движений и одинаковое по всей акватории залива положение уровня, равное его среднему значению вдоль жидкой границы. Задание подобных начальных условий перестает сказываться на результатах расчета приливов после 3—4 циклов полусуточных колебаний, т. е. спустя 2 сут с момента начала расчетов.

7. Значительное влияние на точность расчета приливов оказывает учет изменений полной глубины за приливной цикл и придонного трения в квадратичной форме. При этом в случае использования постоянного по акватории залива значения коэффициента трения, наиболее подходящим является $C_b = 0,0026$.

Структура приливных движений в Онежском заливе. Основную роль в формировании пространственно-временной структуры суммарных приливных движений в Онежском заливе играют полусуточные волны M_2 и S_2 . Причем вклад волны M_2 в суммарный прилив составляет примерно 70—80 %, а вклад всех полусуточных волн — около 90 % от полной амплитуды колебаний как для уровня, так и для течений. В результате суммарные приливные движения в заливе носят хорошо выраженный полусуточный характер. Относительная роль полусуточных волн возрастает по направлению к вершине залива. Так, отношение основных полусуточных волн к основным суточным $(H_{M_2} + H_{S_2}) / (H_{O_1} + H_{K_1})$ равно 6 на входе в залив — Соловецкие острова, м. Летний Орлов, 11 — в Разнаволоке, 14 — на Кондошторове и 18 — в вершине залива. В районе Сумских Шхер и в вершине залива существенную роль в формировании режима суммарного приливного уровня играют также мелководные волны.

Разность угловых скоростей двух основных волн (главной лунной полусуточной волны M_2 , имеющей период 12 ч 25 мин и главной солнечной полусуточной волны S_2 , имеющей период 12 ч 00 мин) и их амплитуд (амплитуды волны S_2 составляют примерно 20—25 % от соответствующих амплитуд волны M_2) обуславливает хорошо выраженную полумесячную изменчивость общей картины приливов в заливе. Причем амплитуды колебаний уровня и течений в квадратуру составляют в целом по заливу около 70 % соответствующих значений в синигию.

На рис. 8.23, 8.24 приведены карты мгновенного положения уровенной поверхности и поля скорости

приливного течения для отдельных моментов приливного цикла в квадратуру и сизигию соответственно. Для пунктов сравнения цифрами указаны полученные по данным наблюдений отклонения уровня от средних месячных значений. На врезках помещены карты мгновенного положения уровенной

перек залива более заметно выражено в квадратуру, чем в сизигию.

2. Характер приливных течений для всего залива близок к реверсивному, а их ход опережает ход уровня: максимум приливного, т. е. направленного в залив, течения наступает раньше полной

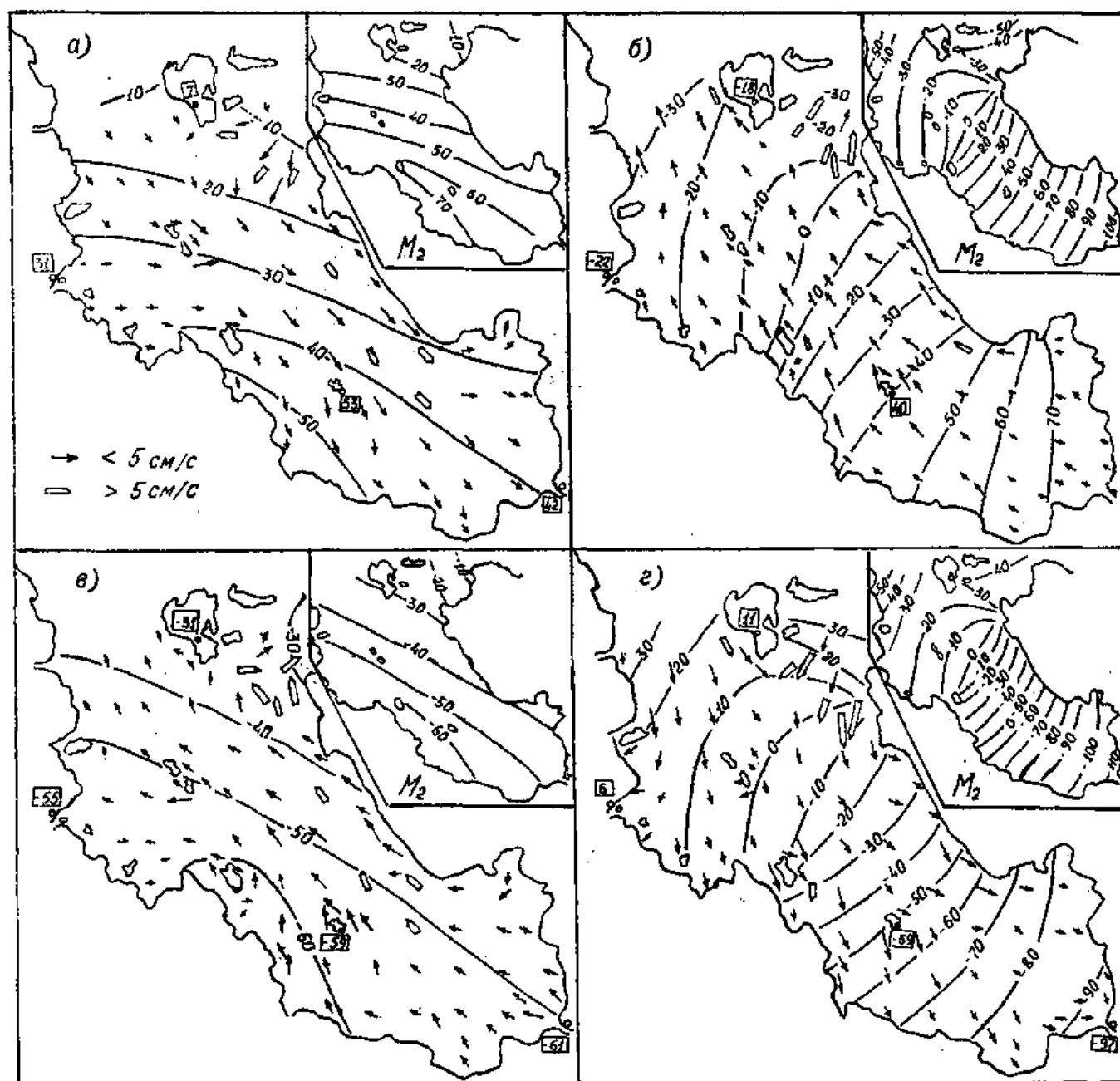


Рис. 8.23. Мгновенное положение уровенной поверхности и поля скорости приливных течений в квадратуру в моменты времени относительно полной и малой воды в Онеге.

а — 3 ч до полной воды в Онеге; б — момент полной воды; в — 3 ч до малой воды; з — момент малой воды; [51] — данные наблюдений.

поверхности волны M_2 . Данные карты наглядно показывают прежде всего сложный характер суммарных приливных движений в заливе. Наиболее характерные их особенности (наряду с полусуточной и полумесячной цикличностью):

1. Увеличение амплитуды колебаний уровня вверх по заливу более чем в 2 раза и поперек залива от Онежского к Поморскому берегу. Причем поперечное увеличение амплитуды достигает наибольших значений в центральной части залива и практически отсутствует в его вершине. Относительное увеличение амплитуды как вдоль, так и по-

перек залива более заметно выражено в квадратуру, чем в сизигию. На акватории залива четко прослеживаются хорошо выраженные зоны сильных течений, разделенные областями пониженных значений. Такая пространственная структура формируется под влиянием особенностей морфометрии и прежде всего рельефа дна залива. Общее же понижение скоростей течений по направлению к вершине залива и зона их максимальных для всего залива значений в районе амфидромии уровня полусуточных волн вблизи м. Летний Орлов, являются, кроме того,

проявлениями волновой структуры приливных движений.

3. В приливных колебаниях системы вод Онежского залива могут быть выделены продольная и поперечная составляющие. Узловая линия продольной системы колебаний проходит поперек залива

мешенными на врезках. Хорошо видно, что эти карты близки между собой, причем в сизигию суммарные колебания приливного уровня превосходят колебания, обусловленные волной M_2 , обратная картина наблюдается в квадратуру. К основным особенностям распределения

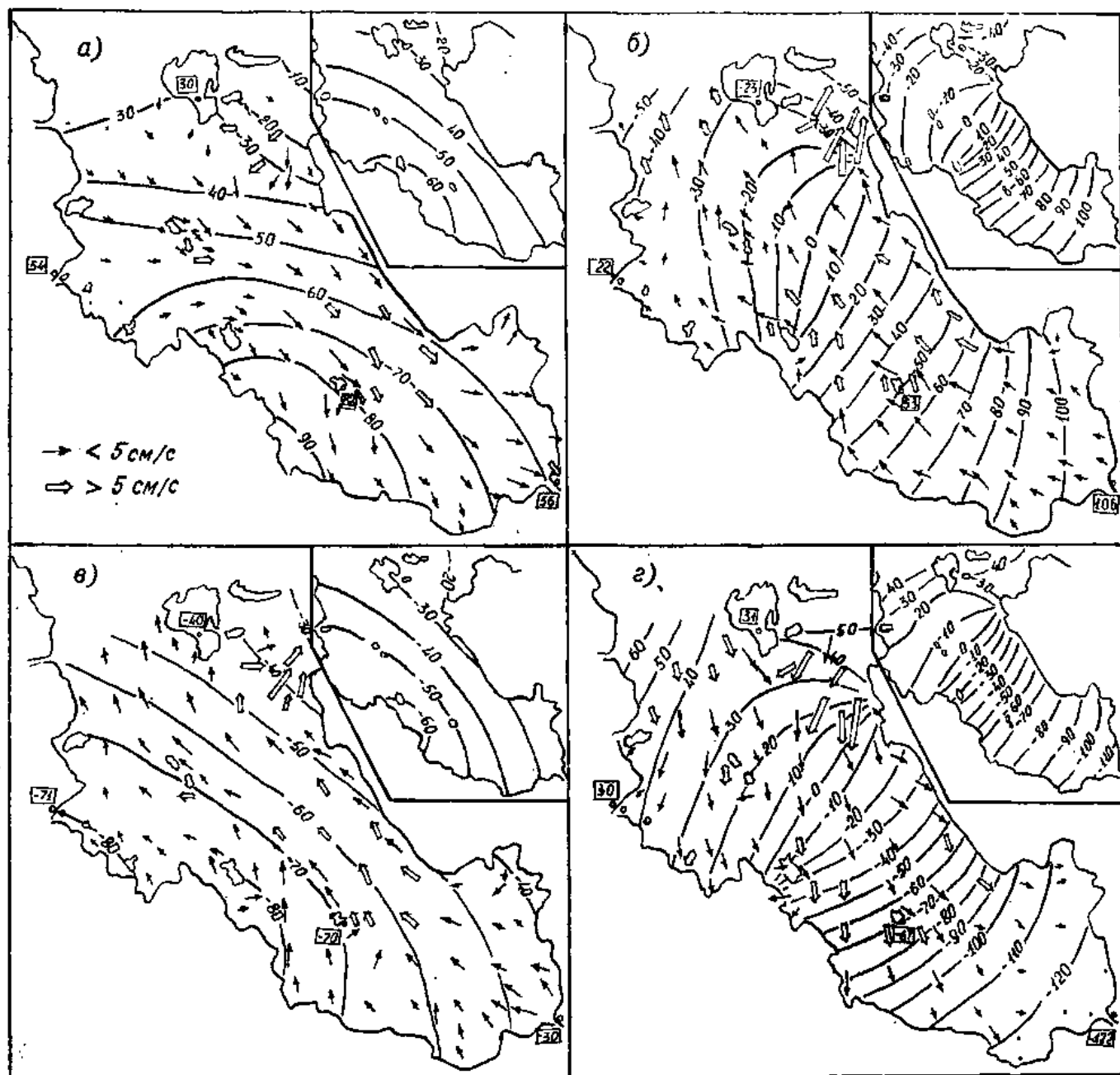


Рис. 8.24. Мгновенное положение уровенной поверхности и поля скорости приливных течений в сизигию в моменты времени относительно полной и малой воды в Онеге.

Усл. обозначения см. рис. 8.23.

через амфидромия уровня полусуточных волн примерно вдоль нулевой изоамплитуды. Узловая линия менее выраженной поперечной системы колебаний проходит перпендикулярно первой вне пределов залива.

4. Наглядное представление о роли волны M_2 в формировании суммарного приливного уровня дает сопоставление приведенных на картах мгновенного положения уровенной поверхности суммарного прилива с соответствующими картами положения поверхности уровня волны M_2 , по-

максимальных амплитуд колебаний приливного уровня следует отнести их абсолютный минимум в районе амфидромии полусуточных волн, равный 0,42 м, а также их увеличение вверх по заливу, где они в районе Онеги достигают абсолютного максимума, равного 1,76 (рис. 8.25). Кроме того, в северной части залива хорошо прослеживается увеличение максимальных амплитуд поперек залива по направлению от Онежского к Поморскому берегу (до 1,20 м в районе Сумских Шхер).

Основными особенностями пространственного распределения максимальных возможных по астрономическим условиям приливных течений наряду с общим уменьшением по направлению к вершине залива являются также зоны повышенных и пони-

Полусуточный прилив. На рис. 8.26, 8.27 приведены котидальная карта уровня и изотак и изофаз течений волны M_2 . В пунктах сравнения здесь и далее цифры указывают значение соответствующих величин, определенных по данным наблюдений.

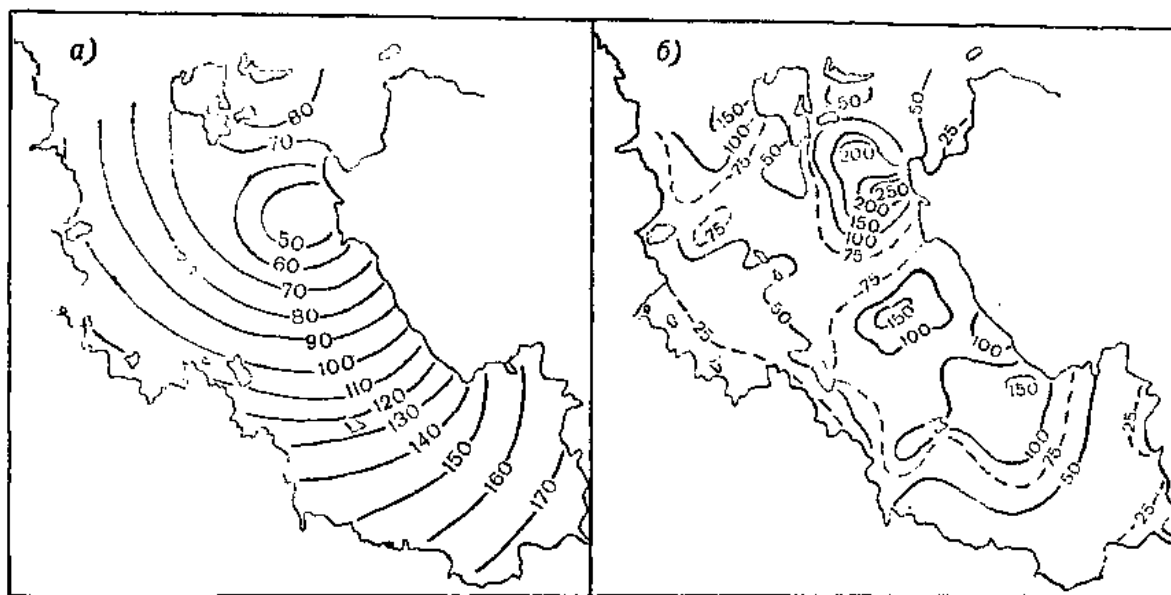


Рис. 8.25. Экстремально возможные по астрономическим условиям амплитуды прилива (а, см) и приливных течений (б, см/с).

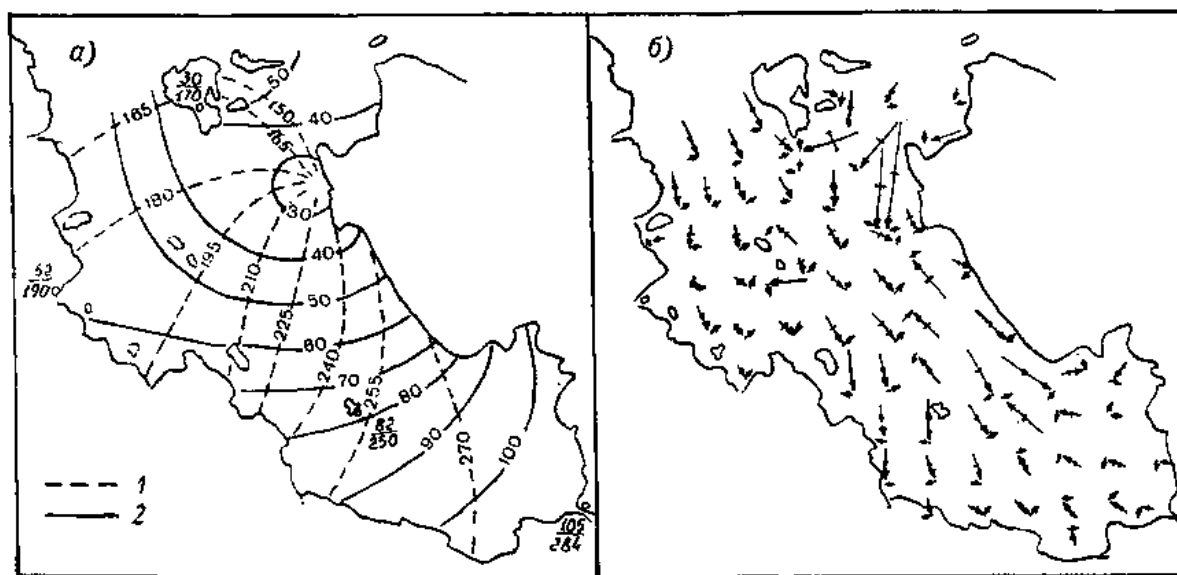


Рис. 8.26. Изофазы (1) и изоамплитуды (2) прилива M_2 (а) и пространственное распределение осей эллипсов течений M_2 (б).

женных их значений. Абсолютный максимум скоростей течений, равный 2,69 м/с, располагается в районе амфидромии уровня полусуточных волн. Другие зоны максимальных значений расположены вблизи Соловецких островов в Западной (1,61 м/с) и Восточной (2,01 м/с) Соловецких Салмах, в центре залива (1,66 м/с) и к востоку от о. Кондостров (1,50 м/с). К югу от Соловецких островов, южнее амфидромии уровня, в районе Сумских Шхер и в вершине залива находятся зоны слабых приливных течений.

Рассмотрим особенности отдельных волн прилива.

Видно, что полусуточные приливы в Онежском заливе имеют довольно сложный характер. Для уровня это существование вырожденной амфидромической области вблизи м. Летний Орлов, более чем двукратное увеличение амплитуды волны на акватории залива, значительные наклоны уровня поперек залива на входе и отсутствие таковых в вершине, а также запаздывание фазы по направлению к вершине залива примерно на 4 ч. Для горизонтальных движений — это чередование зон сильных и слабых течений, общее уменьшение их значений по направлению к вершине, а также изменение фазы как вверх по заливу, так и поперек него. Причем наибольшие

градиенты изменения фазы приливных течений наблюдаются в районе Соловецких островов и амфиномии уровня.

Необходимо отметить, что пространственное распределение максимальных течений волны M_2 хорошо согласуется с особенностями морфометрии и

малых вод. Таким образом, на входе в залив полусуточные волны являются прогрессивными, сдвиг по фазе между ходом уровня и течений отсутствует, а в его вершине они приобретают преимущественно стоячий характер, сдвиг равен $1/4$ периода полусуточных колебаний.

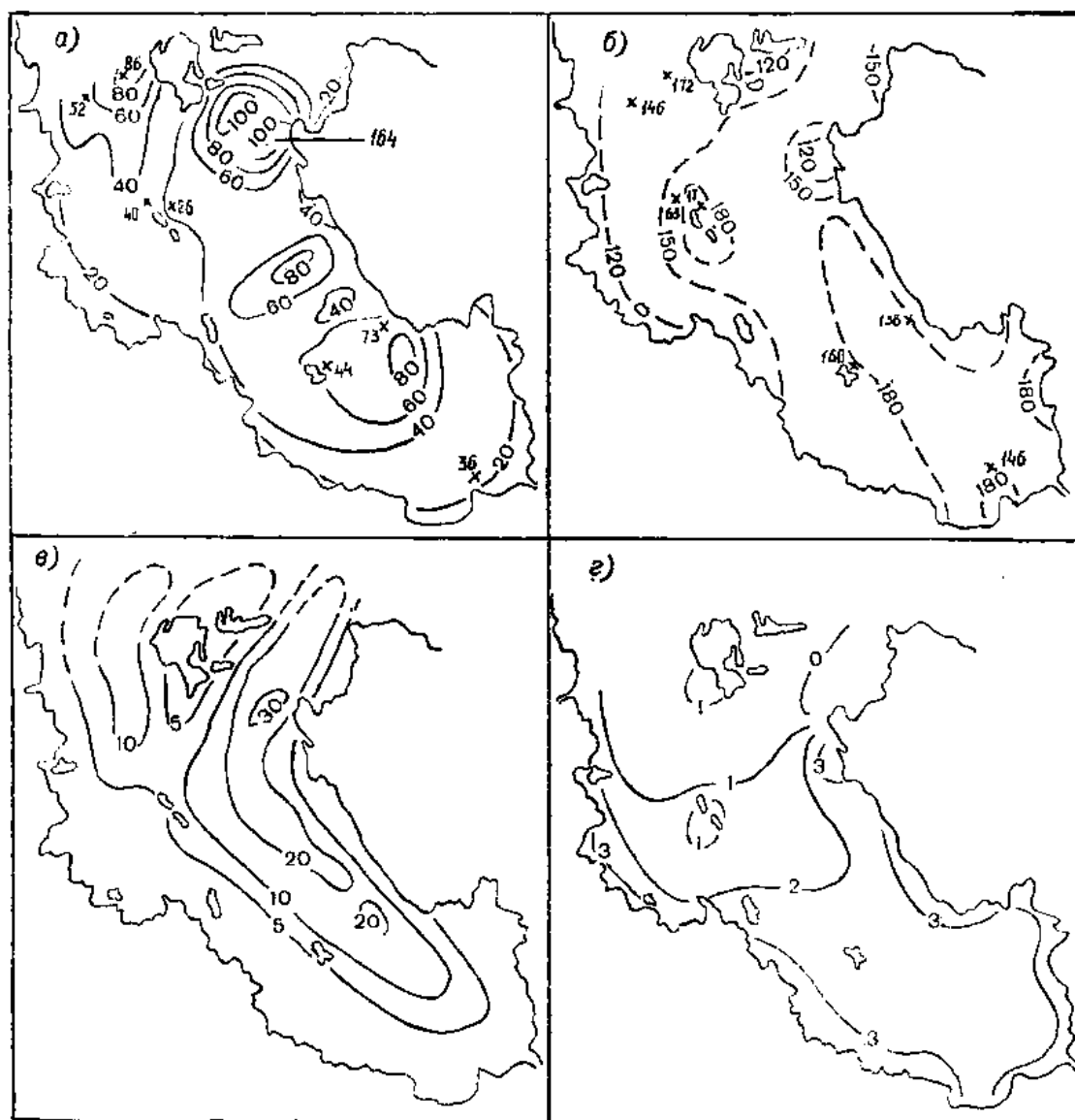


Рис. 8.27. Характеристики приливного течения M_2 .

а — изоахсы максимальных течений M_2 , см/с; б — изофазы, °; в — изоамплитуды максимальных значений полных потоков M_2 , м²/с; г — разность времен наступления максимальных течений и полной воды, ч

рельефа дна Онежского залива. Двум зонам повышенных значений скоростей течений, расположенным к северу и востоку от о. Кондостров, соответствуют обширные отмели, а разделяющей их зоне слабых скоростей — глубоководная впадина. Увеличение скоростей течений к западу и юго-востоку от Соловецких островов связано с уменьшением живого сечения проливов в этом районе.

На сложный характер полусуточного прилива указывает также распределение по акватории залива сдвига по времени между моментами наступления максимальных течений и полных вод. Этот сдвиг изменяется от 0 ч на входе до 3 ч в вершине залива. Причем всюду максимальные приливные (направленные к вершине залива) течения наступают раньше полных вод, максимальные отливные течения (направленные к выходу из залива) раньше

На рис. 8.26 б показано распределение характеристик эллипсов приливных течений волны M_2 . На большей части залива их эксцентриситет равен 0—0,1, т. е. течения носят практически реверсивный характер. Большие оси эллипсов как правило ориентированы вдоль главной оси залива, проходящей с северо-запада на юго-восток, отклоняясь от нее только вблизи побережья залива и крупных островов. Причем, наибольшие отклонения от этого направления наблюдаются в Восточной Сазме и вблизи Соловецких островов. Кроме того, в этом районе характер приливных движений наиболее отличен от реверсивного — эксцентриситет эллипсов достигает здесь максимума, равного 0,42. Такое близкое к круговому движение в тылу островов можно, вероятно, объяснить схождением в этом районе под углом примерно 90° двух струй прилива-

ного потока, обтекающих острова с северо-запада и юго-востока. Действительно, большие оси эллипсов в Восточной и Западной Соловецких Салмах направлены примерно под углом 90° друг к другу. Направление вращения векторов приливных течений на большей части залива положительное, т. е. происходит против часовой стрелки. Противоположное направление встречается только вблизи некоторых участков побережья и в Соловецких Салмах.

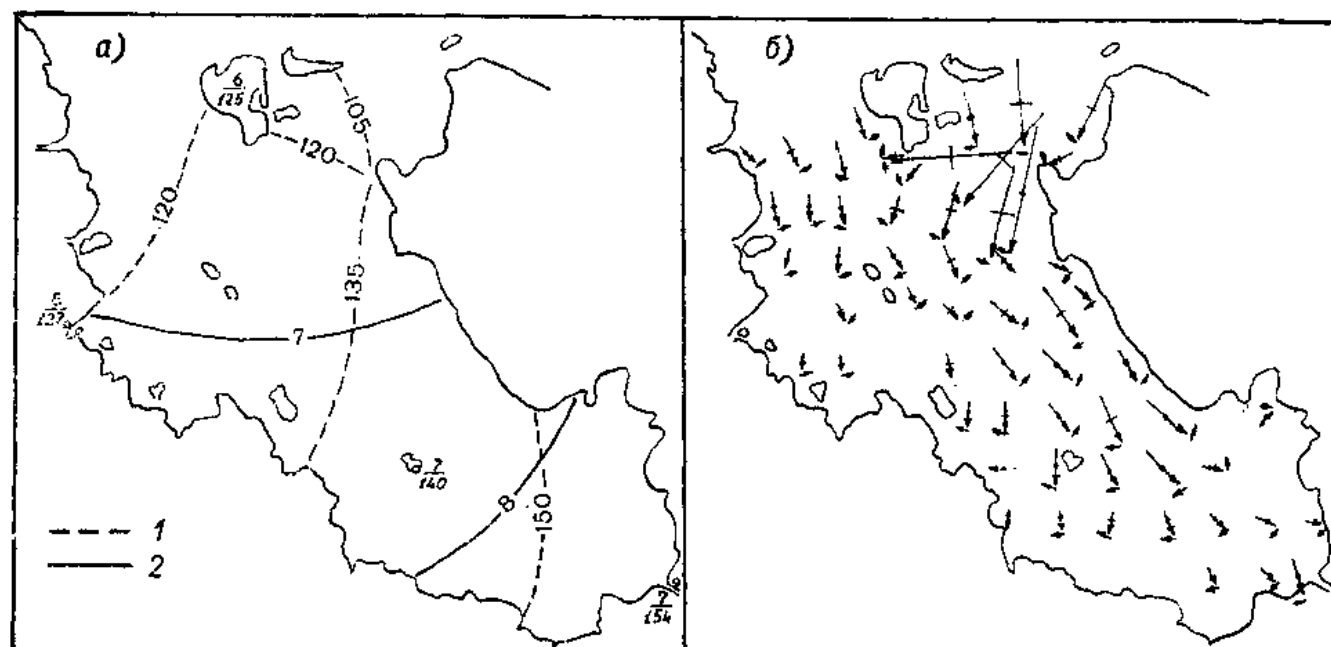


Рис. 8.28. Изофазы (1) и изоамплитуды (2) прилива K_1 (а) и пространственное распределение осей эллипсов течений K_1 (б).

Согласно результатам кинематического анализа, отношение амплитуд отраженной и прямой волн уменьшается от 0,9 в вершине до менее 0,2 на входе. Подобные значения отношения амплитуд указывают на то, что в вершине залива прямая волна испытывает почти полное отражение и здесь характер движения приближается к стоячему. В пределах залива при распространении волны M_2 от входа к вершине, а затем после отражения на пути обратно диссипирует более 90 % энергии, поступающей через жидкую границу на данной частоте. В результате на входе в залив характер движений близок к прогрессивному.

Суточный прилив. Пространственная структура колебаний уровня волны K_1 не имеет каких-либо ярко выраженных особенностей (рис. 8.28 а). Наблюдается лишь небольшое увеличение амплитуды и фазы вверх по заливу с некоторым сгущением изофаз в зоне амфидромии полусуточных волн. Волна K_1 пробегает залив за 4 ч, иными словами, на его акватории укладывается около $1/6$ ее длины.

Пространственная структура приливных течений волны K_1 (рис. 8.28 б, 8.29) аналогична соответствующей структуре полусуточных волн. Также хорошо выделяются зоны сильных и слабых течений в центре залива, по обеим сторонам Соловецких островов и в районе амфидромии уровня полусуточных волн, а также чередующиеся с ними зоны слабых скоростей в тыловой части Соловков и в центре залива. Изменения фазы течений незначительны и происходят в основном поперек залива. Наряду с почти полной аналогией в распределении харак-

теристик эллипсов приливных течений волн K_1 и M_2 отличия состоят только в еще более ярко выраженном реверсивном характере течений, наличии зон противоположного вращения векторов скорости и в более заметном уменьшении скорости к вершине залива и в Сумских Шхерах. Максимальная скорость течений, равная 0,11 м/с, наблюдается в районе амфидромии полусуточных волн; а к югу и юго-востоку от Соловков располагается зона максим-

альных значений эксцентриситета эллипсов течений, который достигает здесь 0,64.

Сдвиг по времени между моментами наступления максимального течения и полной воды на большей части залива близок к 6 ч, т. е. ход уровня отстает от хода течений примерно на $1/4$ периода волны K_1 . И, следовательно, суточные приливные колебания в заливе носят преимущественно стоячий характер.

Согласно результатам кинематического анализа, так же как и для полусуточного прилива отношение амплитуд отраженной и падающей волн плавно увеличивается вверх по заливу. Однако теперь это отношение на входе значительно больше и равно $\sim 0,7$. Таким образом, в пределах залива диссипирует только около половины энергии, входящей в залив на суточной частоте.

Мелководный прилив. Основными особенностями пространственной структуры колебаний уровня волны M_4 (рис. 8.30 а) является существование полной амфидромии восточнее Кондострова, которая была выявлена и по данным модели всего Белого моря.

Пространственная структура течений волны M_4 (рис. 8.30 б) в общих чертах подобна соответствующей структуре для волн M_2 . Также прослеживается ячеечное строение поля скорости течений с зонами максимальных их значений в районе амфидромии полусуточных волн (0,10 м/с), в Западной Салме (0,11 м/с) и к востоку от о. Кондостров в районе амфидромии уровня волны M_4 (0,08 м/с). Однако есть и существенные различия. Это прежде всего

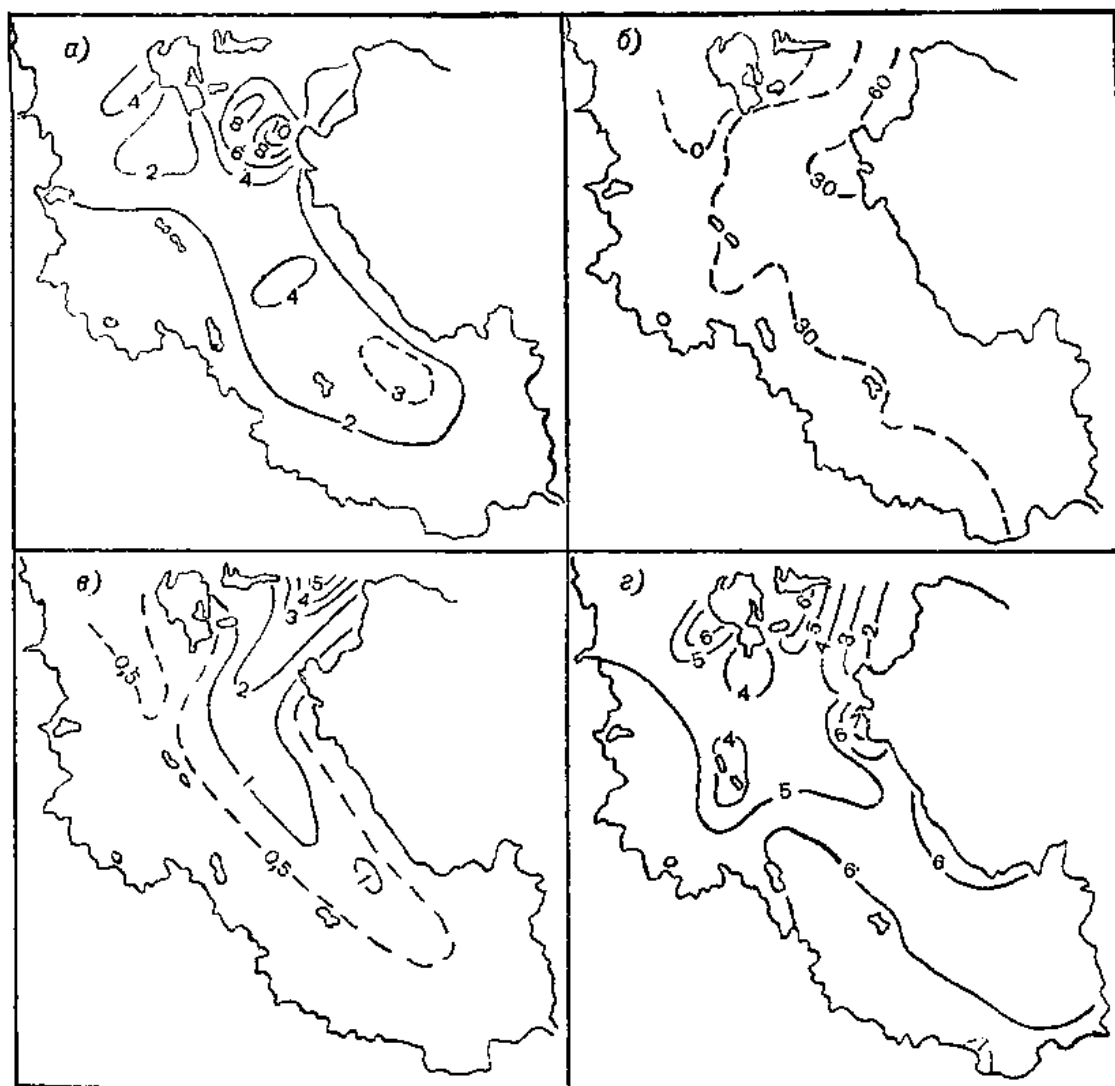
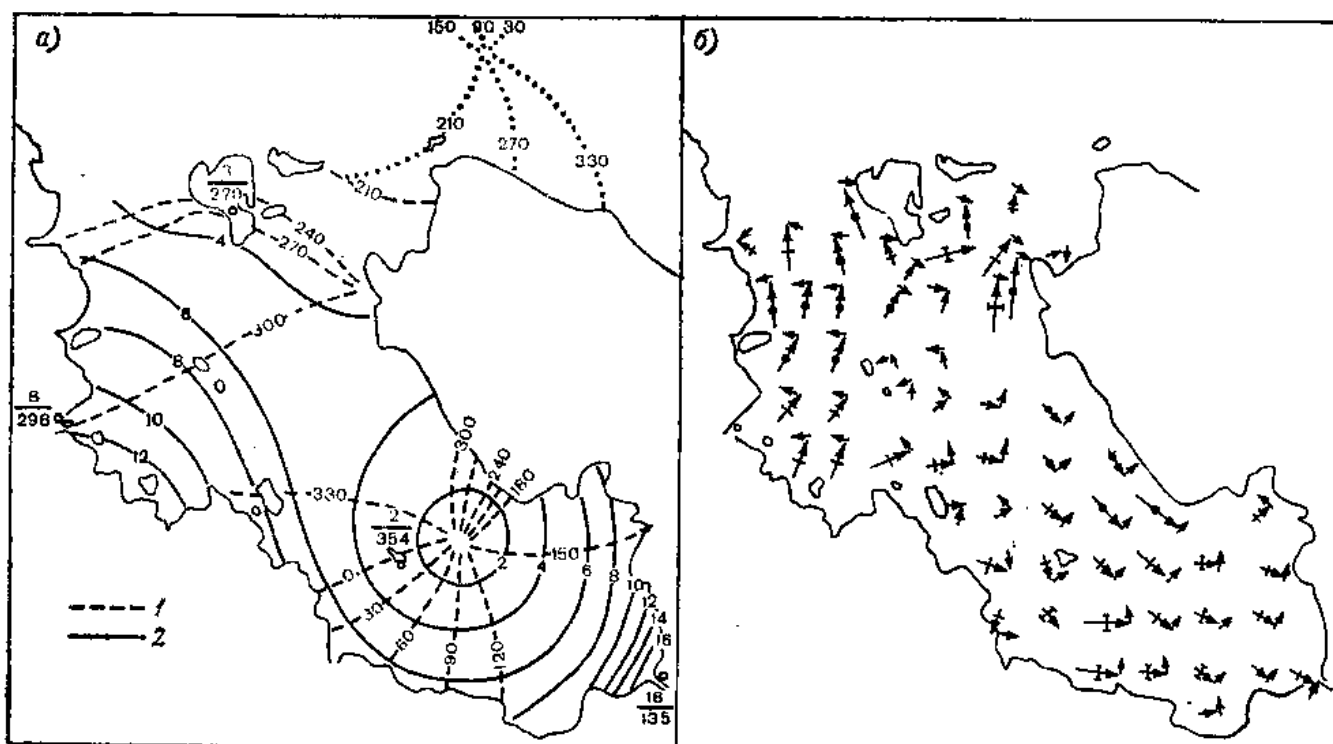


Рис. 8.29. Характеристики приливного течения K_1 .

a — изобатх максимальных течений K_1 , см/с; b — изофазы, °; c — изобатхы максимальных значений полных потоков, м/с; d — разность времен наступления максимальных течений и полной воды, ч.



наличие зон сильных течений в вершине залива и в районе между о. Большой Жужмуй и Поморским берегом, а также зоны слабых течений в центральной части залива к северу от Кондострова, т. е. на месте, где для основных волн располагается зона сильных течений.

ется довольно значительно, реагируя на местные особенности рельефа.

Пространственное распределение характеристик приливных течений волны M_4 позволяет выделить в заливе два района, характер движений в которых различен. Граница между ними проходит поперек

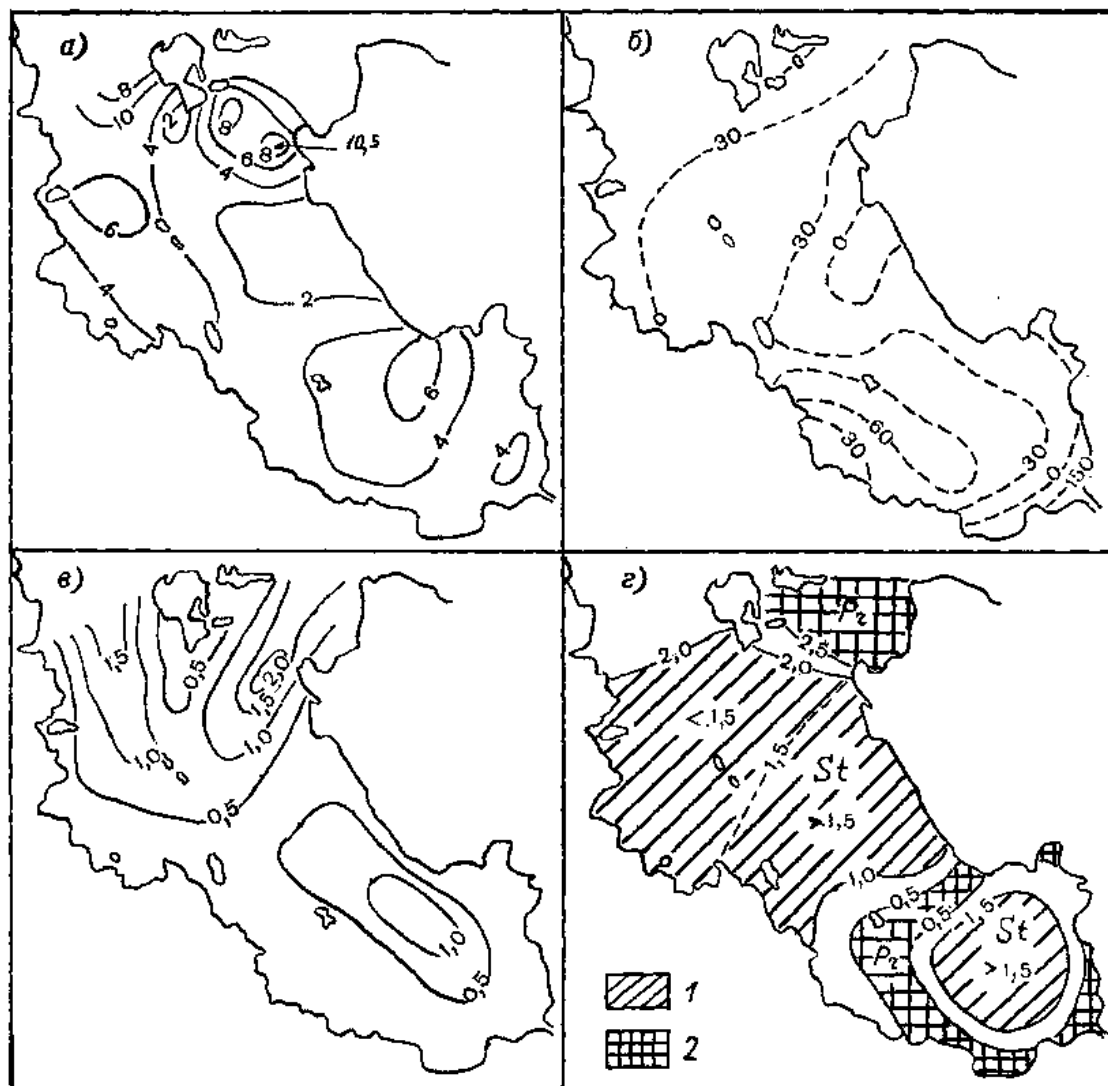


Рис. 8.31. Характеристики приливного течения M_4 .

а — изопахии максимальных течений; см/с; б — изофазы, °; в — изомagnitude максимальных значений полных потоков, м³/с; г — разность времен наступления максимальных течений и полной воды. ч; 1 — зоны стоячей волны; 2 — прогрессивной волны.

Пространственное распределение сдвига по времени между моментами наступления максимального течения и полной воды для волны M_4 также сложнее, чем для основных волн. Большая часть залива занята двумя областями, движение в которых носит преимущественно стоячий характер. Эти области отделены друг от друга узкой полосой с преобладанием прогрессивного движения, проходящей поперек залива через амфидромию уровня волны M_4 и Кондостров, а затем вдоль побережья южной и юго-восточной части залива.

Эксцентриситет эллипсов приливных течений волны M_4 , как правило, составляет 0,2—0,4, достигая максимума, равного 0,86, в вершине залива. Обход эллипсов совершается против часовой стрелки, исключение составляет только его крайняя северная часть. Направление главных осей изменя-

залива от амфидромии уровня полусуточных волн до юго-восточной части Сумских Шхер через зону минимальных значений полных потоков и скоростей течений (рис. 8.31). В южной части залива, как и для основных волн, максимальные течения ориентированы в основном вдоль его оси. В северной же, вершиной которой является район Сумских Шхер, главные оси эллипсов вытянуты в направлении юго-юго-запад — северо-северо-восток, т. е. примерно под углом 60° к их генеральному направлению в южной части залива. Кроме того, характер течений в северной части залива ближе к реверсивному, чем в южной, а их фазы сдвинуты друг относительно друга таким образом, что если в южной его части наблюдаются приливные течения, то в северной — отливные, и наоборот. Таким образом, границей между этими районами является пучность

стоячей доли колебаний в системе четвертьсуточных волн.

Согласно кинематическому анализу отношение встречных волн по акватории залива существенно отличается от значений для волны M_2 . Оно дости-

только 1/3 падающей, что в общем соответствует условиям отражения основных волн.

Основными особенностями пространственной структуры волны M_6 (рис. 8.32) являются: наличие амфидромических областей, полной в центральной

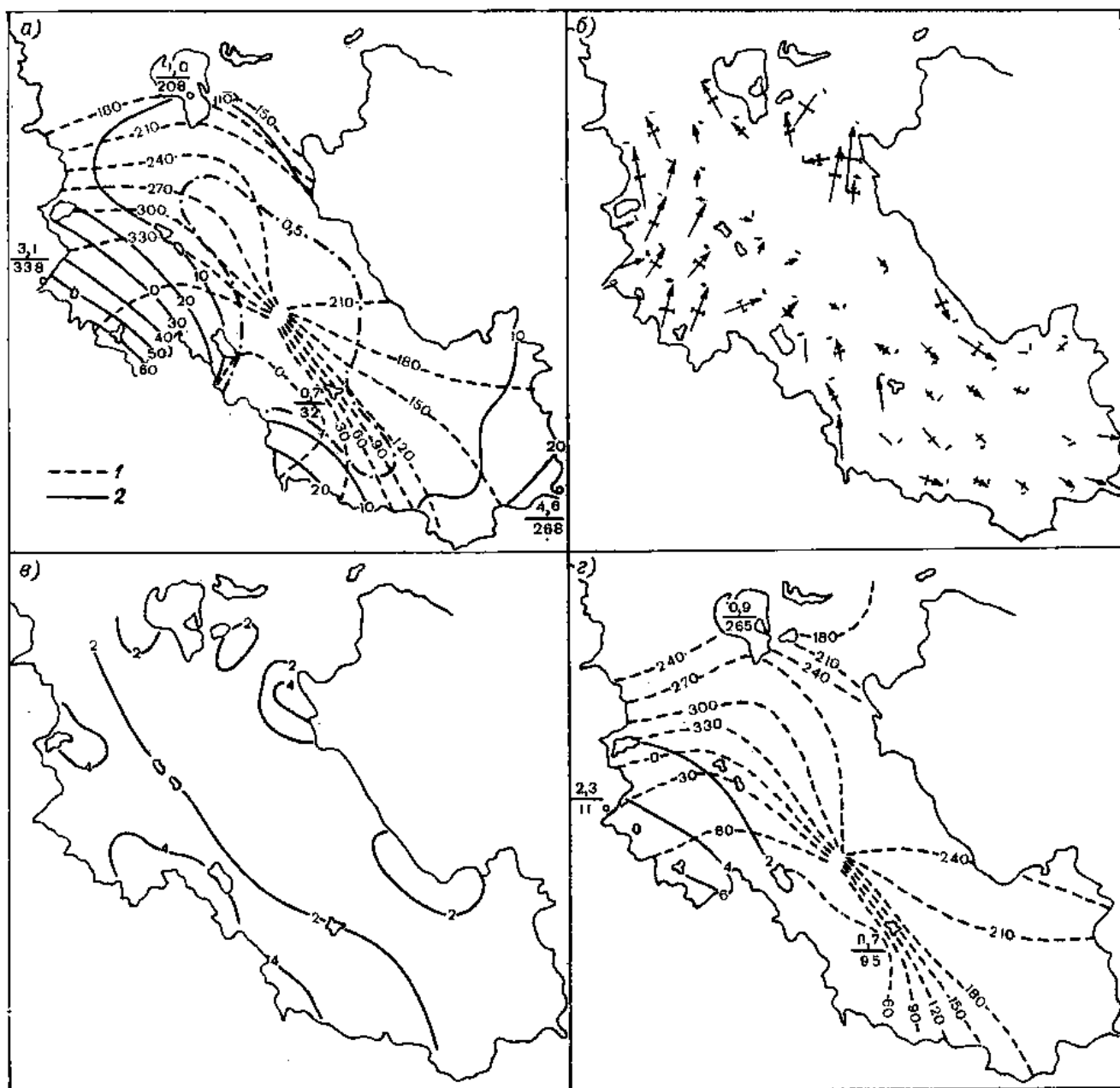


Рис. 8.32. Изофазы (1, ...°) и изоамплитуды (2, см) приливной волны M_6 (а) и $2M_6$ (д), пространственное распределение осей эллипсов (б) и изотах (в) максимальных приливных течений волны M_6 в Онежском заливе.

гает максимального значения, равного 0,9, в районе амфидромии уровня и уменьшается до 0,5 в вершине и до 0,7 на входе в залив. Следовательно, в его пределах диссипирует около половины энергии входящей в него волны M_4 , т. е. такая же ее доля, как и для суточных волн. В результате Онежский залив является стоком приливной энергии не только основных, но также и четвертьсуточных волн. Отметим, что в его вершине обратная волна примерно вдвое превосходит прямую. Напротив, в районе Сумских Шхер падающая волна M_4 отражается почти полностью, и у о. Большой Жу-жмуй амплитуда отраженной волны составляет уже

часть залива и вырожденной вблизи м. Летний Орлов, сгущение изофаз вдоль его оси, а также увеличение амплитуд в вершине залива и районе Сумских Шхер, причем максимальные для залива амплитуды теперь наблюдаются в Сумских Шхерах. Карты этих волн построены для Белого моря впервые и впервые установлено существование их амфидромий в пределах Онежского залива.

Пространственное распределение течений волны M_6 существенно отличается от картины течений для других волн. Не прослеживается сколько-нибудь заметной связи между значениями скорости и особенностями морфометрии залива. В его центральной

части течения слабы и усиливаются только к боковым границам, достигая максимального значения 0,06 м/с в районе амфидромии полусуточных волн. К основным особенностям структуры течений волны M_6 относятся также наличие областей минимальных скоростей, окруженных зонами, в которых обход эллипсов совершается по часовой стрелке. В свою очередь эти зоны отрицательного вращения окружены простирающимися вплоть до побережья областями положительного вращения векторов скоростей течений. Очень четко такая структура выделяется в южной части залива, в меньшей степени — в центральной и северной. Как и для волны M_4 , на акватории залива выделяются два района, в которых ориентация главных осей эллипсов и фаза течений различны. Границы же этих районов, характерные направления главных осей и фазы течений подобны для 1/4- и 1/6-суточных волн.

Характерной особенностью пространственной структуры волны M_6 являются также большие изменения фазы колебаний уровня вблизи некоторых участков побережья и вдоль центральной оси залива. Причем подобные изменения у побережья, достигающие 25°/км, не связаны с распределением фаз в соседних районах. С другой стороны, изменения фаз поперек его оси являются следствием проходящей вдоль нее области сгущения изофаз, поперечные градиенты в которой достигают 20°/км даже на значительном удалении от амфидромической области. Подобная картина характерна и для других 1/6-суточных волн (рис. 8.32 г).

Результаты кинематического анализа подтверждают существование амфидромической области волны M_6 в центре залива и указывают на различный характер ее отражения в вершине залива и в районе Сумских Шхер. Как и для волны M_4 , отношение встречных волн в Сумских Шхерах существенно превосходит такое же отношение в вершине залива. Причем, как и для четвертьсуточных волн, это отношение увеличивается при удалении от вершины залива, где, следовательно, и для волны M_6 существует зона, в которой характер движений близок к прогрессивному. Отношение амплитуд встречных волн в Соловецких Салмах, близкое к 0,9, указывает на примерное равенство потоков энергии на частоте волны M_6 , направленных в залив и из него.

Рассмотрим теперь более подробно роль целенаправленных факторов в формировании мелководных волн в заливе. С этой целью в рамках рассмотренной модели был осуществлен ряд специальных экспериментов.

Как они показали, наблюдаемая картина распределения амплитуд и фаз 1/4- и 1/6-суточных волн практически полностью объясняется нелинейными искажениями в заливе главных волн M_2 и S_2 . Входящие в залив мелководные гармоники практически не влияют на ее характер, особенно в южной его части. При этом четвертьсуточные волны формируются за счет изменений полной глубины за приливной циклом, а 1/6-суточные — за счет квадратичной зависимости придонного трения от средней по вертикали скорости. Однако на генерацию четвертьсуточных волн в северной части залива нелинейные эффекты оказывают меньшее влияние. Ведущую роль здесь играет усиление входящих в залив волн.

Численные эксперименты позволили также подтвердить сделанный в предыдущем разделе вывод о незначительном ослаблении гармоники M_2 при

учете других волн в нелинейном законе трения. Как оказалось, уменьшение числа задаваемых в модели волн с 15 до 1 (основной, M_2) привело к увеличению амплитуды волны M_2 всего на 1,1 см.

Волновая природа приливных движений в заливе. Основные особенности пространственной структуры волн различных частот определяются суперпозицией прямой и отраженной волн Кельвина. Их амфидромические области располагаются на расстоянии 1/4, а для 1/6-суточных волн еще и 3/4 длины соответствующих волн от вершины залива. Обход этих областей (рост фазы) совершается против часовой стрелки.

Амфидромия уровня полусуточных волн находится вблизи м. Летний Орлов и является вырожденной, поскольку, вследствие потерь энергии на диссипацию и нелинейные взаимодействия, амплитуда обратной волны в ее районе примерно в 3 раза меньше прямой. Наличие этой области в пределах залива приводит к значительным поперечным и продольным перекосам уровня и скоростей течений на входе в залив. Ближе к вершине скорость течений и поперечные градиенты уровня уменьшаются. На акватории всего залива приливные течения близки к реверсивным, а обход эллипсов течений совершается в положительном направлении.

Первая амфидромическая область четвертьсуточных волн расположена вблизи Кондострова недалеко от оси залива. Горизонтальные движения на этой частоте в этом районе наиболее отличны от реверсивных, причем это отличие увеличивается по направлению к вершине залива. Такой характер течений здесь является следствием влияния прогрессивных волн Пуанкаре, возникающих при отражении волн Кельвина в вершине залива и быстро затухающих по мере удаления от нее [81]. В самом деле, частота отсечки первой моды волн Пуанкаре [81] для характерных размеров этой части залива ($H_{cp} \approx 3$ м, $v \approx 55 \dots 60$ км) больше частоты четвертьсуточных волн. В этом случае затухание их амплитуды в e раз происходит на расстоянии от торца бассейна, равном примерно 10 км. Именно в зоне такой ширины в вершине залива вдоль побережья наблюдается прогрессивный характер движений, сменяющийся затем довольно резко на стоячий (см. рис. 8.31 г).

Таким образом, пространственная структура четвертьсуточных волн в Онежском заливе, так же как и для полусуточных волн, определяется суперпозицией прямой и отраженной волн Кельвина. В вершине залива, кроме того, определенную роль играют прогрессивные волны Пуанкаре. В соответствии с этим в заливе формируется специфический режим вертикальных и горизонтальных движений. Колебания уровня характеризуются наличием амфидромических областей и значительными амплитудами в торцевых углах бассейна (Онега) и у побережья в районе пучности, проходящей посередине между амфидромиями. Кроме того, пучностью залив делится на две части, характер течений, а также механизмы формирования четвертьсуточных волн в которых различны.

В южной части залива течения в большей степени отличаются от реверсивных, ориентированы вдоль его оси и их ход отстаёт от хода уровня на участке от амфидромии до вершины и опережает его в других районах. Характер движения, за исключением узкой полосы, проходящей вдоль побережья южной части залива и амфидромии уровня,

близок к стоячему. Пространственная структура четвертьсуточных волн здесь в значительной степени определяется процессами генерации этих волн в результате нелинейных взаимодействий в системе полусуточных волн.

В северной части течения ближе к реверсивным, ориентированы с северо-северо-запада на юго-юго-восток и опережают ход уровня. Характер приливных движений практически стоячий, за исключением Восточной Салмы, района наиболее близкого к амфидромии в Бассейне моря, где он близок к прогрессивному. Структура четвертьсуточных волн здесь в меньшей степени зависит от процессов генерации и практически полностью определяется трансформацией входящих в залив соответствующих волн.

Пространственная структура 1/6-суточных волн характеризуется наличием полной амфидромии в центре залива и вырожденной — вблизи м. Летний Орлов, т. е. в районе амфидромической области полусуточных волн. Причем, если положение этой второй амфидромии совпадает с теоретическим (на расстоянии, равном $3/4$ длины волны от торцового конца бассейна), то первая удалена от вершины на большее расстояние. Возможные причины такой структуры 1/6-суточных колебаний будут рассмотрены ниже.

Значительные изменения фазы и прогрессивный характер движения у побережья вершины залива, характерная пространственная структура (сгущение изофаз вдоль оси залива), заметное изменение положения амфидромии при небольших вариациях средней глубины (о чем пойдет речь в следующем разделе) указывают на то, что в формировании пространственной структуры волны M_6 наряду со встречными волнами Кельвина заметную роль играют прогрессивные волны Пуанкаре. Действительно, частота отсечки 1-й моды волны Пуанкаре ω_c при характерных для этой части залива масштабах близка к частоте 1/6-суточных волн: $\omega_c = (7-8) \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ ($T_c = 3,5/4,0$ ч) и $\sigma_6 = 6,72 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ ($T_{M_6} = 4,14$ ч). Известно, что чем ближе период волны Кельвина к периоду отсечки, тем большую роль в формировании «амфидромической» картины, возникающей при отражении волны Кельвина от торцового конца бассейна, играют волны Пуанкаре [81]. Если $\sigma < \omega_c$, волны Пуанкаре становятся определяющими в формировании этой картины, внося характерную асимметрию относительно оси бассейна. Наибольшая изменчивость пространственной структуры наблюдается при значениях σ , близких к ω_c . Характерной особенностью в этом случае является вытягивание изофаз вдоль оси залива и большая подвижность амфидромической области. Подобным же образом по мере приближения σ к ω_c изменяется характер котидальных карт мелководных волн в Онежском заливе.

В результате становятся более понятными некоторые особенности пространственной изменчивости 1/6-суточных волн, в частности, подвижность их амфидромии при изменении положения среднего уровня. Действительно, в этом случае изменяется частота ω_c , а следовательно, и роль волн Пуанкаре в формировании суммарной картины колебаний. Учитывая, что при σ , близких к ω_c , даже при небольших изменениях их отношения структура колебаний существенно изменяется, столь странное на первый взгляд поведение амфидромической области получает физическое истолкование. Аналогичными

причинами, вероятно, объясняются и большие изменения фазы 1/6-суточных волн у некоторых участков побережья. Таким образом, на формирование режима волн этого периода влияние волн Пуанкаре сказывается в большей степени, чем для приливных движений других периодов.

Таким образом, режим приливных движений 1/6-суточного периода в Онежском заливе определяется интерференцией двух встречных волн Кельвина, причем на всей его акватории сказывается влияние прогрессивных волн Пуанкаре. В результате формируется характерная пространственная структура колебаний (вытянутые вдоль оси залива изофазы, наличие концентрических зон противоположного вращения векторов скоростей течений и др.), в значительной степени подверженная изменениям параметров бассейна. Сравнительная доля энергии 1/6-суточных волн, генерируемых в пределах бассейна, относительно ее поступления извне, больше, чем для 1/4-суточных волн. Поэтому структура 1/6-суточных колебаний в еще большей степени определяется нелинейными эффектами, а потоки энергии на частотах этих волн в залив и из него соизмеримы между собой. Влияние морфометрии также весьма существенно и приводит прежде всего к отличию деталей интерференционной картины в заливе от теоретической при их общей тождественности. Поскольку перечисленные выше процессы хорошо выражены для Онежского залива, в рамках модели были проведены численные эксперименты с целью изучения их влияния на приливы.

Влияние на приливы сгонно-нагонных явлений. Масштаб изменений уровня при сгонно-нагонных явлениях в заливе соизмерим с приливными колебаниями и составляет в вершине залива в среднем около 1 м, достигая максимальных значений порядка 1,6—1,8 м [112]. Своим происхождением они обязаны проникновению в пределы залива через Соловецкие Салмы нагонной (или сгонной) волны из Бассейна моря, роль ветра и атмосферного давления непосредственно над акваторией залива менее значима [112].

При исследовании влияния сгонно-нагонных явлений на режим приливов в заливе в первом приближении их можно рассматривать в качестве индуцированных, входящих в залив из Бассейна моря, соответствующими нагонными или сгонными волнами. Следуя этому, при проведении численных экспериментов на входе в залив наряду с приливным уровнем задавался также нагонный или сгонный его ход. В варианте 1 моделируется проникновение в пределы залива нагонной волны, имеющей период 6 сут и амплитуду порядка 40 см. При этом ход уровня изменяется по синусоидальному закону при его значениях, превышающих положение среднего уровня в заливе, и остается неизменным между этими возвышениями. Вариант 3 моделирует волну нагона, имеющую период 3 сут и амплитуду ~ 60 см. Вариант 2 — волну с периодом 6 сут, причем продолжительность повышения уровня равна 1,5 сут (как в варианте 3), однако между этими повышениями уровень остается стабильным в продолжении 4,5 сут. Амплитуда нагона, как и в варианте 3, равна ~ 60 см. Сгонные колебания уровня задавались в виде, обратном варианту 1. Для того чтобы сохранить неизменным положение среднего уровня по акватории залива при прохождении возмущения типа 1—4, его положение несколько занижалось для нагонных волн и завышалось для сгонных. Эти из-

менения уровня отсчитывались не от среднего его положения, принятого в базовой модели, а от значения, равного -10 см в случае вариантов 1 и 2, -15 см для варианта 3 и $+10$ см для варианта 4. Таким образом, между двумя последовательными нагонами положение уровня задавалось ниже, а для сгонов, наоборот, выше его положения в базовой модели. Вдоль жидкой границы модели амплитуда сгонно-нагонных волн задавалась увеличивающейся с востока на запад от 35 до 45 см для вариантов 1 и 4 и от 52 до 68 см для вариантов 2 и 3, т. е. в пропорции, характерной для суточных приливных волн, наиболее близких по периоду к нагонным. Отметим, что вариант 2 хорошо согласуется с ситуацией, зафиксированной в экспедиции 1981 г., с той лишь разницей, что амплитуда нагонных волн в модельном варианте увеличена примерно вдвое по сравнению с данными наблюдений.

Численные эксперименты прежде всего показали, что изменение гармонических постоянных основных волн прилива даже в вершине залива невелико и по амплитуде, как правило, не превосходит точности измерений, т. е. 1 см, а по фазе -2° . Также пренебрежимо малы и изменения амплитуд мелководных волн, однако их фазы могут меняться в больших пределах — вплоть до 25° для волны M_6 (вариант 3). К наиболее общим закономерностям следует отнести также уменьшение амплитуд основных волн, наблюдающееся как для нагонов, так и для сгонов, а также большее влияние, оказываемое на характеристики приливов сгонными изменениями уровня в сравнении с такими же по величине нагонными колебаниями. Уменьшение амплитуд, вероятно, является следствием нелинейных взаимодействий приливных волн со сгонно-нагонными колебаниями. Однако незначительное проявление этого эффекта, находящегося на грани точности измерений, свидетельствует о том, что такие процессы на акватории Онежского залива не получают достаточного развития. Примем во внимание, что в качестве модельных ситуаций рассматривалось прохождение за анализируемый месячный период времени 6 (варианты 1, 3 и 4) или даже 12 (вариант 2) волн нагона, амплитуда которых близка к средним, характерным для залива значениям. Поскольку вероятность подобных ситуаций в действительности крайне мала, следует признать, что полученные количественные оценки воздействия сгонно-нагонных явлений на режим приливов в заливе являются если не максимальными, то, во всяком случае, близкими к ним. И, следовательно, это влияние может не учитываться при расчете гармонических постоянных приливных движений и анализе их режима. Конечно, искажение приливного хода уровня непосредственно при прохождении сгонно-нагонных волн может быть большим, чем полученные режимные оценки. Так, при совпадении максимума нагона и полной воды в варианте 2 высота приливного уровня (после выделения приливного хода из суммарного фильтром Дудсона) меньше примерно на 7–8 см, чем у соответствующего значения, полученного без учета нагонов. Однако поскольку даже для модельного варианта подобные совпадения редки, они в целом не могут оказать существенного влияния на расчет основных характеристик приливных колебаний — их гармонических постоянных.

Влияние на приливы стока р. Онеги. Для выяснения влияния стока р. Онеги на режим приливов

в вершине залива выполнены расчеты при задании в качестве граничных условий на твердом контуре в районе р. Онеги направленного в море потока, который соответствует расходу, равному $2000 \text{ м}^3/\text{с}$. Это значение в 4 раза превосходит средний годовой расход р. Онеги и примерно в 2 раза — ее расход в безледный период (исключая весеннее половодье). За период расчетов (31,5 сут) подобный сток составляет около 2 % объема вод Онежского залива в границах численной модели, что в итоге может привести к повышению его среднего уровня за это время примерно на 45 см. С целью компенсации такого повышения было задано линейное уменьшение уровня, равное ~ 45 см за расчетный период времени. Как показали результаты проведенных расчетов, гармонические постоянные всех волн прилива практически не меняются при учете речного стока. Естественнo ожидать, что наибольшему изменению должны быть подвержены характеристики приливов вблизи устья. Однако и здесь значимые изменения прослеживаются только для амплитуды волны M_2 и для фазы волны M_6 . Таким образом, сток р. Онеги в объеме, превышающем вдвое средний расход за безледный период (за исключением весеннего паводка), не оказывает существенного влияния на режим приливов даже в районе, непосредственно прилегающем к устью реки. Вероятно такая картина имеет место в нижнем течении Онеги.

Влияние на приливы долгопериодных изменений уровня. При проведении экспедиции 1981 г. зафиксировано долгопериодное повышение среднего уровня по всей акватории залива примерно на 0,5 м. Анализ наблюдений, выполненных в предшествующие годы, показал, что такие колебания уровня типичны для Онежского залива. С целью выяснения их влияния на режим приливов проведены расчеты при положении среднего уровня выше на 0,5 м (вариант 1) и ниже на 0,5 и 1,0 м (соответственно, варианты 2 и 3) его среднего многолетнего значения.

Как оказалось, такие колебания уровня оказывают существенное влияние на приливные движения по всей акватории залива, что проявляется в изменении гармонических постоянных практически всех волн. Наиболее значительным изменениям подвержены характеристики мелководных волн.

При понижении среднего уровня (варианты 2 и 3) в вершине залива наблюдается уменьшение амплитуд основных волн и увеличение амплитуд мелководных. Такое их поведение является, очевидно, следствием возрастания роли нелинейных эффектов при уменьшении глубины, что приводит к интенсификации процессов генерации мелководных волн за счет энергии основных. Заметим, что изменение положения среднего уровня равносильно изменению средней глубины бассейна. Относительная же роль нелинейных и диссипативных факторов при распространении приливных волн, имеющих амплитуду A в заливе со средней глубиной H_{cp} , определяется отношением A/H_{cp} [81]. При характерных для Онежского залива значениях $H_{cp} \approx 18$ м и $A \approx 1$ м изменение средней глубины на 1 м приводит к изменению этого отношения примерно на 6 %. В результате в вершине залива возрастает роль мелководных волн в формировании суммарного прилива. Обратная картина наблюдается при повышении среднего уровня. Его флуктуации приводят также к изменению скорости распространения основных волн по акватории залива: при понижении уровня

она замедляется, а при повышении — увеличивается. Влияние флуктуаций среднего уровня сводится к следующему: при его повышении основные волны несколько быстрее и с меньшими потерями энергии пробегают залив. В свою очередь с меньшими потерями проходят залив и соответствующие отраженные волны. В результате углубляется амфидромическая область полусуточных волн вблизи м. Летний Орлов — амплитуда колебаний уровня в ней уменьшается примерно на 3 см для волны M_2 . При понижении среднего уровня наблюдается обратная картина: уменьшение скорости распространения волн и их амплитуд в вершине залива и некоторое размывание амфидромии (увеличение амплитуд колебаний в ней).

Более сложная зависимость пространственной структуры от положения среднего уровня наблюдается для мелководных волн. Для четвертьсуточных колебаний при сохранении прежнего вида общей картины их пространственной структуры гармонические постоянные в южной части залива претерпевают существенные изменения. Эти изменения обусловлены прежде всего перемещением центра амфидромических областей четвертьсуточных волн и их поворотом вокруг своей оси. Так, при уменьшении глубины имеет место смещение амфидромии волны M_4 к Поморскому берегу и ее поворот по часовой стрелке, а при увеличении — наоборот. В результате фазы этой волны меняются в отдельных пунктах южной части залива более чем на 40° . Существенным изменениям подвержены также амплитуды четвертьсуточных волн, так, в Онеге их величина превосходит 6 см, т. е. более 30 % значения амплитуды при среднем многолетнем положении уровня.

Еще более заметной перестройке подвержена пространственная структура 1/6-суточных волн. При увеличении глубины амфидромия волны M_6 смещается к северо-западу вдоль оси залива и разворачивается против часовой стрелки. Но в целом общий вид котидальной карты остается прежним, в том числе сохраняется сгущение изофаз вдоль оси залива. При уменьшении средней глубины картина изменяется полностью: амфидромия смещается к Кондострову (на 40 км к юго-востоку), разворачивается по часовой стрелке, изофазы расходятся, в вершине возрастают амплитуды. Изменение фазы в отдельных пунктах акватории залива может достигать 180° , т. е. в зависимости от положения уровня колебания с периодом 1/6 суток могут происходить даже в противофазе.

Таким образом, гармонические постоянные, полученные по выполненным в различные периоды времени (т. е. при различных положениях среднего уровня) наблюдениям для четвертьсуточных волн в пунктах, расположенных в южной части залива, а для 1/6-суточных — на большей части его акватории, могут существенно различаться между собой.

Зафиксированное в экспедиции 1981 г. долгопериодное повышение уровня примерно на 0,5 м началось 20 августа и продолжалось 10 сут. Для выяснения влияния этого изменения уровня на расчет характеристик приливов выполнен численный эксперимент, при котором в период с 18 по 28 сут расчета задавалось равномерное повышение среднего уровня на 0,5 м. До начала подъема и после его окончания положение среднего уровня считалось неизменным. В результате было получено, что подобное его повышение не оказывает существенного

влияния на гармонические постоянные основных волн. В то же время характеристики 1/6-суточных волн изменяются довольно значительно. Отсюда можно заключить, что расхождения между определенными по расчетам и наблюдениям гармоническими постоянными 1/6-суточных волн могут быть объяснены повышением среднего уровня в заливе в конце срока наблюдений.

8.7. Моделирование приливов Кандалакшского залива

Как было показано в п. 8.5, даже на модели с грубым пространственным разрешением удалось достаточно точно воспроизвести особенности приливов в Кандалакшском заливе. Это является в основном следствием того, что приливные движения здесь имеют довольно простой характер. Поэтому моделирование приливов отдельно для Кандалакшского залива направлено в основном на иллюстрацию возможностей одномерных моделей (8.26), (8.27).

Поскольку Кандалакшский залив является довольно узким (средняя ширина 35 км), то он моделируется полузамкнутым каналом переменных поперечных сечений. Предполагается, что приливы здесь обусловлены входящей приливной волной и морфометрическими особенностями. Преобладающее движение происходит вдоль продольной оси залива. Для получения численного решения уравнений (8.26), (8.27) Кандалакшский залив был разбит на ряд поперечных сечений с длиной шага равной 5 милям.

Для задания входной приливной волны были использованы наблюдения за уровнем, полученные с помощью АЦИТТ в центральной точке сечения, проходящего приблизительно от п. Гридино до п. Кашкаранцы. При этом по наблюдениям было рассчитано методом Дудсона 34 гармоники, из которых 14 волн полностью аппроксимируют исходный ход уровня. Эти волны использовались в условии (8.29) на входной границе. Расчет приливных движений осуществлялся на период с 10 июля по 10 августа 1979 г., когда в заливе производились специальные синхронные наблюдения за уровнем и течениями.

Полученные в результате расчета кривые приливного хода уровня сравнивались с наблюдаемыми для ряда береговых пунктов. Как оказалось, различия между такими кривыми лежат в пределах 1,5—3,5 см, что свидетельствует о высокой точности расчетов.

В дальнейшем результаты моделирования были подвергнуты гармоническому анализу методом Дудсона для 38 точек залива. Полученные гармонические постоянные легли в основу котидальных карт волн K_1 , M_2 , S_2 , M_4 , MS_4 , M_6 (рис. 8.33—8.35).

Как из них следует, преобладающая роль в формировании прилива в Кандалакшском заливе принадлежит полусуточным волнам. Суточный прилив на порядок меньше полусуточного и не влияет сколько-нибудь значительно на приливной режим.

Амплитуды полусуточных приливов растут от входа к вершине, а время наступления полной воды почти одинаково на всей акватории, что свидетельствует о преобладании в заливе стоячих полусуточных колебаний. Расположение изолиний амплитуд и фаз свидетельствует о малом влиянии на прилив силы Корiolиса.

Так же, как и главные, вторичные четвертьсуточные мелководные волны наступают на всей акватории залива практически одновременно. В широкой части рост их амплитуд незначителен. Существенный рост амплитуд наблюдается в узкой мелководной северо-восточной части. Относительный

лусуточной M_2 в южной части залива составляет 0,10, то в вершине залива оно возрастает до 0,24. Поэтому время подъема и время падения уровня равны только в южной части залива. По мере продвижения к вершине, вследствие увеличения мелководных составляющих, кривая суточного хода при-

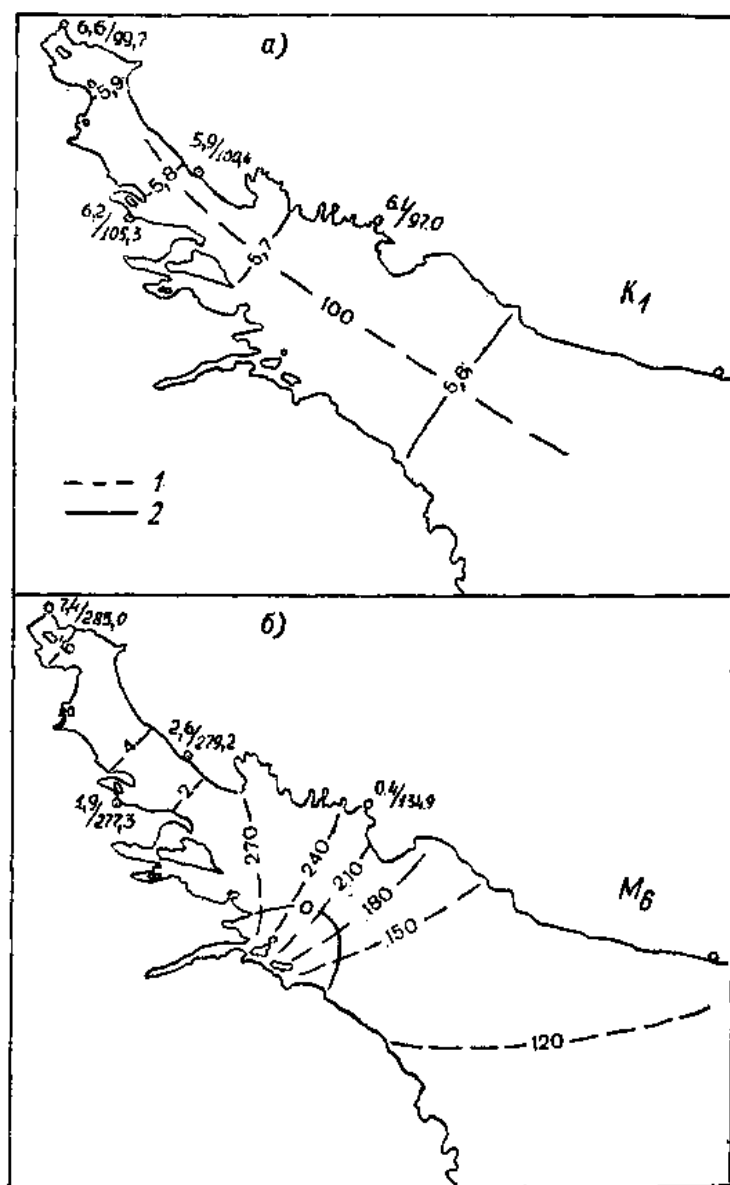


Рис. 8.33. Изофазы (1) и изоамплитуды (2) прилива K_1 (а) и M_6 (б) в Кандалакшском заливе.

На береговых пунктах: в числителе — амплитуда, см; в знаменателе — фаза, ° (по наблюдениям).

рост амплитуд мелководных волн больше, чем у главных. Так, если относительное увеличение амплитуд волны M_2 от устья к вершине составляет около 23 %, волны S_2 —42 %, волны K_1 —5 %, то амплитуды волн M_4 , MS_4 возрастают в 3,0—3,5 раза, а волны M_6 —в 10 раз.

На котидальной карте волны M_6 обнаруживается наличие узловой зоны в средней части залива, что выражается сгущением котидалей и уменьшением амплитуд.

Более интенсивное увеличение мелководных волн к вершине залива должно привести к большему влиянию их на формирование приливного режима по мере приближения к вершине. Так, если отношение амплитуд четвертьсуточной волны M_4 и по-

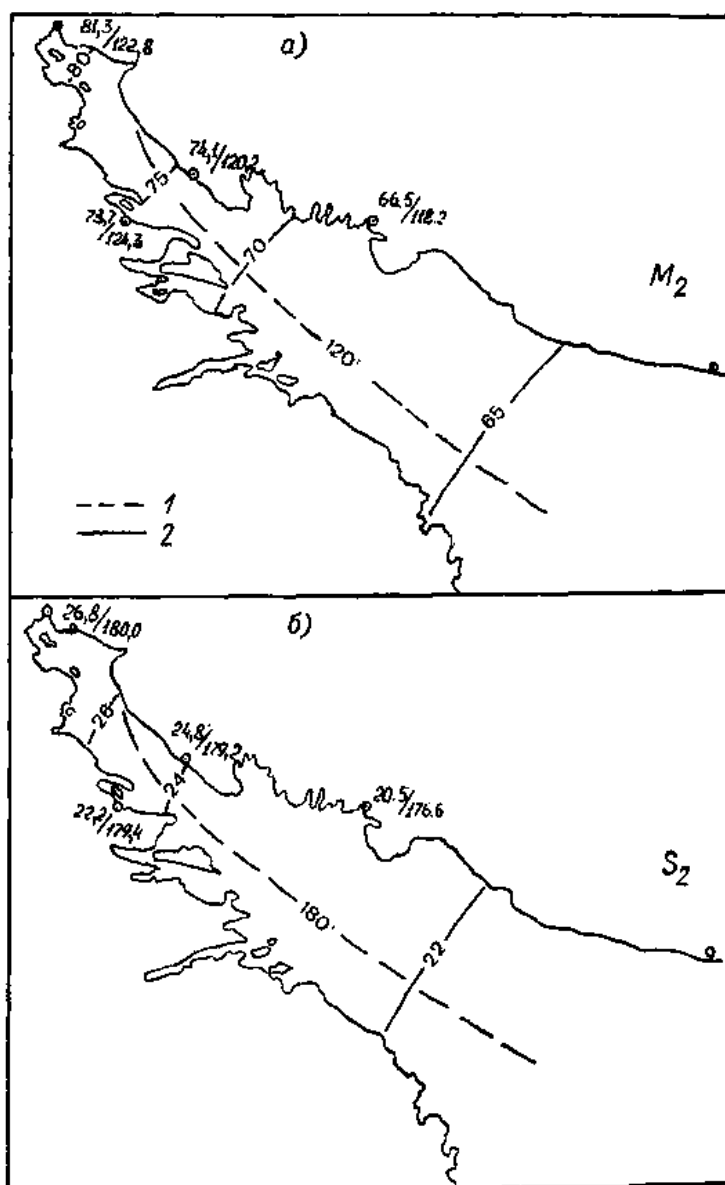


Рис. 8.34. Изофазы (1) и изоамплитуды (2) прилива M_2 (а) и S_2 (б) в Кандалакшском заливе.

ливного уровня становится несимметричной. Время падения начинает превышать время роста уровня. В вершине залива разность между этими величинами достигает 3 ч. Отношение амплитуды мелководного прилива к амплитуде полусуточного прилива увеличивается от 0,10 до 0,24.

Увеличение деформации приливной волны от устья к вершине залива хорошо видно на рис. 8.36. На этом рисунке для ряда пунктов, расположенных вдоль северного берега, показан суточный ход кривой уровня для двух характерных астрономических периодов: сизигии и квадратуры. Поскольку в заливе наблюдается рост амплитуд только в продольном направлении вследствие незначительного влияния силы Кориолиса, эти кривые характеризуют особенности временной изменчивости для всей акватории залива. На рисунках пунктиром нанесены

данные наблюдений. Видно, как растет роль нелинейности по мере продвижения к вершине. Если на входе кривая уровня практически симметрична относительно среднего уровня, то в вершине время приливного подъема составляет 4,5 ч, а время падения — 8 ч, причем и в сизигию, и в квадратуру

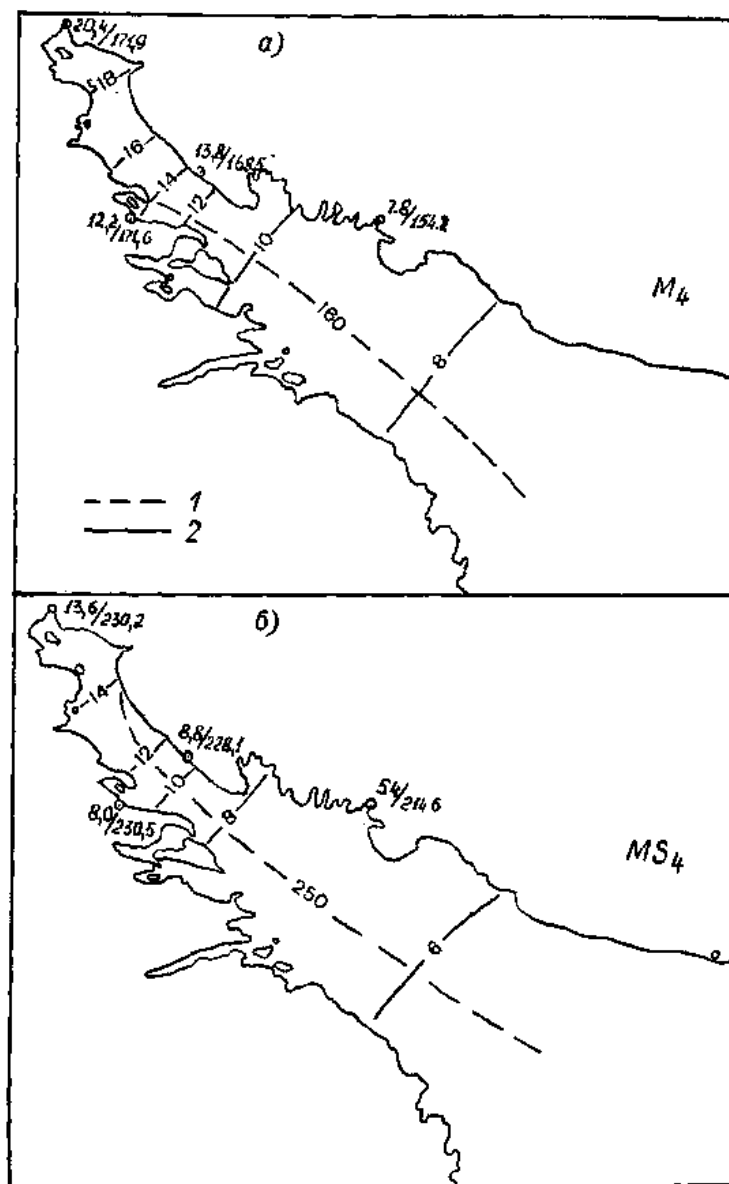


Рис. 8.35. Изофазы (1) и изоамплитуды (2) прилива M_4 (а) и MS_4 (б) в Кандалакшском заливе.

обнаруживается тенденция ко вторым максимумам, т. е. явлению, называемому на Белом море «манихой».

Наибольшая величина прилива в Кандалакшском заливе не превышает 3 м.

Поскольку приливы в Кандалакшском заливе носят ярко выраженный полусуточный характер, наибольшую роль в их изменчивости во времени играет месячная изменчивость.

По мере продвижения к вершине залива разница в амплитудах сизигийного и квадратурного прилива возрастает. В вершине залива (Кандалакша) величина сизигийного прилива почти в 2 раза превышает величину квадратурного прилива.

Приливные течения. Подробно исследовать особенности приливных течений Кандалакшского залива по данным наблюдений не представлялось воз-

можным, так как количество их недостаточно, расположение точек наблюдений случайно, а качество наблюдений, как правило, низкое, поэтому основными данными для получения пространственной

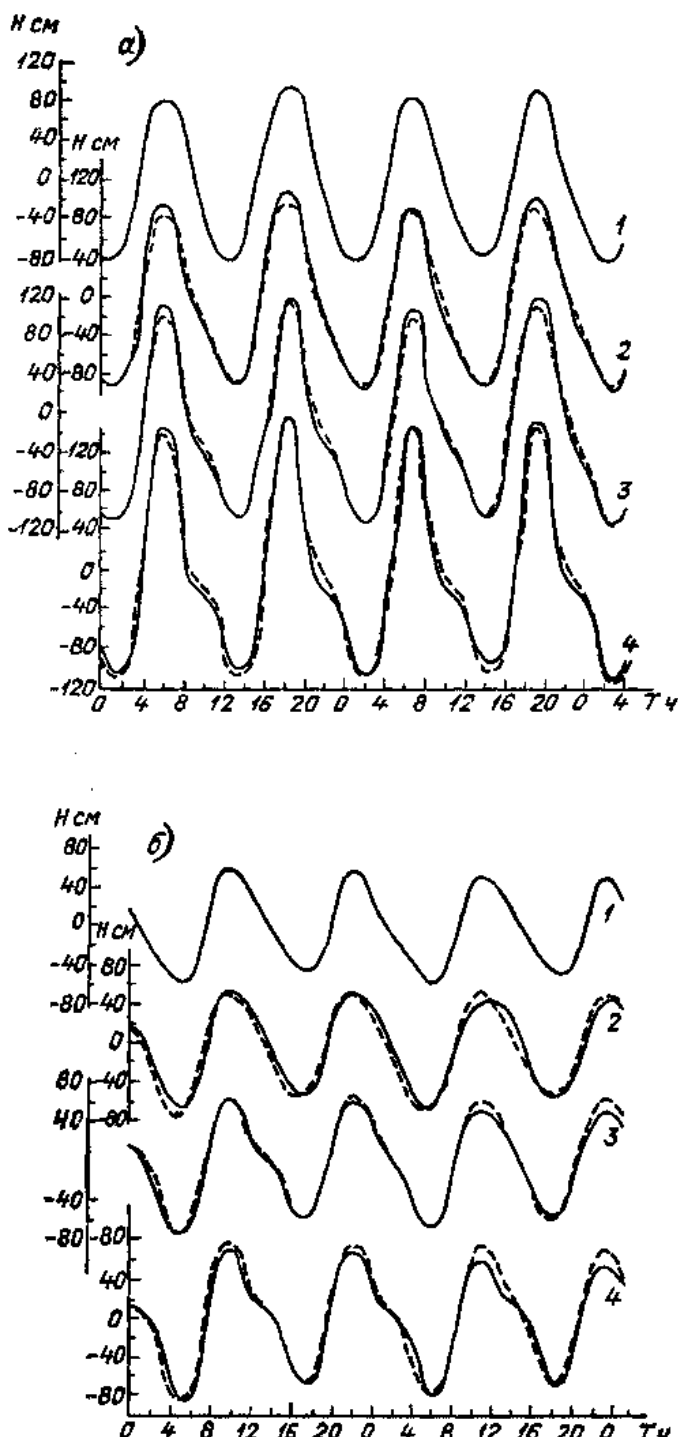


Рис. 8.36. Суточный ход приливного уровня в сизигию (а) и квадратуру (б) по результатам расчета (сплошные) и данным наблюдений (штриховые).

1 — граничная точки; 2 — Умба; 3 — м. Пентельский; 4 — Кандалакша.

картины приливных течений послужили результаты расчета в рамках модели, описанной выше. Поскольку решалась гидродинамическая задача распространения приливов в узком полужамкнутом канале, рассчитывался приливной расход и скорости приливных течений, средние для поперечных сечений. Течения полагаются реверсивными, а их направление совпадает с направлением продольной оси залива.

Как показали расчеты, приливные течения в Кандакшском заливе слабые. Это связано и со значительными глубинами, и с тем, что район является зоной пучности стоячих колебаний главных и вторичных приливных волн. Даже скорость приливного течения M_2 , преобладающего в заливе, в юго-восточной части залива не превышает 5 см/с. Увеличение скорости наблюдается в узкой части залива между Ковдой и о. Великий. Это местное увеличение скорости связано, очевидно, с морфометрическими особенностями этого района. Здесь в рельефе дна обнаруживается своеобразная «ступенька» подъема. Такое увеличение скорости обнаружено и по данным наблюдений 1979 г. на двух буйковых станциях, расположенных здесь. Но даже в этом экстремальном районе скорости достигают только 15 см/с для течения M_2 , 5 см/с — для S_2 , 6 см/с — для M_4 , 5 см/с — для MS_4 и 3 см/с — для M_6 . Витог

максимальное суммарное приливное течение здесь не превышает 40—50 см/с (0,8—1,0 уз). А на всей основной части залива экстремальное приливное течение меньше 0,5 уз. Максимальное приливное течение во всем заливе наступает практически одновременно, что подтверждается и наблюдениями. Это еще одно подтверждение стоячего характера приливных колебаний в заливе. Одновременности наступления максимальных течений сопутствуют синхронность подъема приливного уровня на всей акватории залива, что видно на котидальных картах. Максимальный прилив M_2 в заливе наступает практически одновременно около 4 ч по времени III пояса. Максимальное течение M_2 наступает около 1 ч по времени III пояса, опережая, таким образом, подъем уровня на 3 ч, т. е. на $1/4$ периода волны. Это характерно для стоячей волны.

9. ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ БЕЛОГО МОРЯ

9.1. Общие сведения о ледовом режиме

Первые систематические наблюдения за состоянием ледяного покрова у берегов Белого моря были начаты маячной службой Российского Морского ведомства на маяках: Мудьюгский (1894), Зимнегорский (1896), Терско-Орловский (1898), Святой Нос (1898). В годы первой мировой войны отделом торговых портов министерства торговли и промышленности и гидрометслужбой Белого моря были начаты стационарные ледовые наблюдения еще в 15 прибрежных пунктах. В период 1918—1985 гг. систематические ледовые наблюдения проводились еще на 30 прибрежных станциях и постах.

В открытом море наблюдения за ледяным покровом начались с 1909 г. попутно с ледоколов, транспортных и зверобойных судов. С 1927 г. для проводки судов через льды производятся ледовые авиационные наблюдения.

Практически с первых лет организации береговых судовых, а в последствии — и авиационных наблюдений за состоянием ледяного покрова в Белом море возникла необходимость систематизации и обобщения данных. Первые попытки обобщения имеющихся сведений были предприняты И. П. Ануфриевым (1909, 1910, 1912, 1913, 1916, 1917) и Э. Лесгафтом (1918). Последний произвел анализ сведений о сроках замерзания и очищения ото льдов прибрежной зоны моря.

В советское время с развитием мореплавания на Севере исследованию ледового режима Белого моря посвятили свой труд многие ледовые капитаны, гидрографы, ученые: М. Морозов (1921), В. А. Березкин (1923), А. К. Бурке (1924, 1932), Н. Л. Копытов (1924), Г. Крейс (1924), В. Ю. Визе (1925, 1926), И. Н. Замятин (1930), И. Д. Протопопов (1932), Т. П. Марютин (1933, 1946), И. П. Трошинский (1936), К. Д. Тирон (1937), А. Я. Попов-Введенский (1933, 1942, 1953, 1954, 1955, 1957, 1958), Н. Н. Зубов (1942), В. В. Тимонов (1943, 1942, 1946, 1958, 1961), В. Л. Цуриков (1941, 1948, 1951, 1963), В. С. Назаров (1949, 1951), П. П. Серебрянников (1950), А. И. Каракаш и Е. Н. Сауская (1951), В. П. Александров (1943, 1958), Е. Н. Щеголева (1958, 1959), В. Н. Купец-

кий (1961), Е. М. Новикова (1963), М. С. Кривоногов (1968, 1971), Е. И. Безнаев (1971), В. С. Мовсеев (1970), О. И. Шереметьевская (1976, 1978, 1986), Г. К. Зубакин (1980, 1982, 1987), Б. А. Каган (1980).

Многолетние наблюдения за состоянием ледяного покрова, производимые на береговых станциях, и постах, судовые наблюдения, многочисленные материалы ледовых авиаразведок были обработаны, систематизированы и обобщены в трудах А. К. Бурке (1932, 1940, 1942), В. В. Тимонова и В. Л. Александрова (1943, 1958), В. С. Назарова и В. Л. Цурикова (1951), М. С. Кривоногова (1968), Е. И. Безнаева (1976), М. С. Кривоногова и Е. И. Безнаева (1971), освещающих ледовый режим Белого моря, к которым следует обращаться в случае необходимости получения сведений об отдельных элементах ледового режима и о ледовых условиях на отдельных участках моря.

Как известно [39], определяющими факторами ледового режима Белого моря являются: географическое положение моря, морфометрические и динамические факторы, тепловой баланс, соленость вод. Непосредственная близость и сообщение Белого моря с обширным Баренцевым морем, питаемым теплыми и мощными течениями, создают благоприятные условия для океанического влияния. Расположение моря глубоко внутри суши, его расчлененность, мелководность отдельных районов и материковый сток объясняют большой эффект материковых воздействий.

Влияние Баренцева моря сводится к смягчению климатических условий над Белым морем и к отопляющему и осолоняющему эффекту посредством водообмена. Влияние материка сказывается главным образом в охлаждении воздушных масс в осенний и зимний периоды и в опреснении посредством материкового стока, дающего и некоторый незначительный приток тепла.

Важным фактором, определяющим основные особенности ледового режима моря, является его тепловой баланс. Следует подчеркнуть особое значение адвекции тепла за счет Баренцевоморского течения, доставляющего Белому морю около 26 % всего получаемого им тепла за год (см. гл. 4).

Другим важным фактором является соленость вод Белого моря. Несмотря на значительное опреснение в мае и июне (см. гл. 3), к осени соленость поверхностных вод на большей части акватории превосходит 24,7 ‰. Солоноватые (менее 24,7 ‰) воды остаются только в вершинах заливов и главным образом на устьевых взморьях. Поэтому центральный район моря свойственен морской тип ледового режима, характеризующийся тем, что ледообразование не может начаться раньше, чем деятельный слой охладится до температуры, близкой к температуре замерзания. В этой связи образование и развитие ледяного покрова в центральных районах моря запаздывает, в сравнении с устьевыми взморьями с солоноватыми водами.

Среди морфометрических характеристик Белого моря наибольший вес имеет глубина, лимитирующая тепловые запасы водных масс там, где перемешивание практически доходит до дна (Горло, Мезенский и Онежский заливы). Средние глубины этих районов колеблются в пределах 10—40 м, а суммарная их площадь занимает около 40 % акватории моря.

Географическое положение, морфометрические особенности моря, сток рек и синоптические процессы определяют динамику вод Белого моря как в летний, так и в зимний периоды. Наибольшие скорости течений отмечаются в Мезенском заливе (о. Моржовец — м. Конушин), у Северных Кошек вдоль Терского берега, у Зимнего берега Горла и у Соловецких островов и имеют реверсивный характер. Приливные движения вод особенно заметны в зимний период, когда море покрыто льдами. Перенос льда за половину приливного цикла в среднем осуществляется: в Мезенском заливе — на 16—18 миль, в Горле и Воронке — на 12—13 миль, в Онежском заливе — на 10—11 миль, в остальных районах моря — не более 2 миль.

Преимущественно под действием приливов и господствующих ветров образуются и существуют квазипостоянные зоны сплоченных (колоба, остроги) и разряженных (разделы, разводья) дрейфующих льдов [5]. Это же является причиной образования гряд торосов и особо крупных, скрепленных с дном навалов льда (стамух) на припаях. Самый мощный лоб отмечается вблизи устья р. Поной (Понойский); остроги: Поперечная, Глубинная, Панфиловская и Жижгинская соответственно у о. Моржовец, между о. Моржовец и устьем р. Поной, к востоку от м. Городецкого, к северо-западу от о. Жижгин. Практически все припайные льды Онежского, Мезенского заливов, льды южной части Воронки, как разило, всторошены и застамушены. Торосистость этих льдов местами может достигать 4—5 баллов. Как уже упоминалось, в основном приливы и господствующие ветры определяют динамику льдов в море. Однако в различных районах Белого моря вклад этих составляющих в суммарный дрейф льдов различен. Так, в Горле, Воронке, Мезенском и Онежском заливах суммарные течения приблизительно эквивалентны приливным, как по скоростям, так и по направлениям и времени смены максимумов. Тогда как в Бассейне, Двинском и Кандалакшском заливах суммарный дрейф льда в большей степени определяется своей непериодической составляющей.

Динамические и морфометрические факторы определяют границы распространения не только дрейфующих, но и припайных беломорских льдов. Мак-

симального распространения припайные льды достигают в Кандалакшском, Онежском и Двинском заливах. В районе Канинско-Конушинского побережья, у Терского берега Воронки, Горла и Бассейна, вдоль Зимнего берега Горла припайные льды занимают наименьшую площадь и имеют минимальную (по морю) протяженность.

Практически на всей акватории Белого моря, за исключением разве нескольких малых защищенных губ, наблюдаются наслоенные и всторошенные льды, толщина которых является следствием намерзания и прироста за счет наслоений. Согласно А. К. Бурке (1942) и другим авторам (А. Я. Попов-Введенский, 1953, М. С. Кривоногов, 1968 и др.), толщину льда, образовавшегося только под действием термических факторов, в Белом море можно получить только теоретически.

Приведенные выше сведения об особенностях ледового режима Белого моря и факторах их обуславливающих позволяют из множества элементов, описывающих ледовый режим в целом, выделить наиболее существенные. К последним можно отнести: даты начала основных фаз ледового режима, границы распространения льдов, толщину и торосистость льдов, ледовый дрейф, ледопродуктивность моря.

Режимными характеристиками дат ледовых явлений, анализу факторов, определяющих сроки начала ледовых фаз в Белом море посвящены многие работы различных авторов [58, 75, 94, 141, 154, 159, 153, 158].

Вопросы приливного, синоптического и суммарного дрейфа льдов, морфометрические характеристики припая Белого моря достаточно хорошо исследованы и отражены в специальных изданиях Госкомгидромета и ГУНПО [129 и др.] и поэтому в настоящей главе не рассматриваются.

Наиболее слабо изучен вопрос о ледовитости и ледопродуктивности Белого моря. Лишь в работе В. С. Назарова [102] сделана попытка дать оценку ледовитости моря по сведениям береговых станций и сплоченности льдов в прибрежной зоне. Имеющиеся данные, а также наличие новых, более совершенных методов их анализа [33, 61, 99, 119, 143], позволяют дать оценку ледовитости и ледопродуктивности Белого моря, дат наступления основных ледовых фаз и выделить факторы, определяющие изменчивость этих элементов ледового режима.

Исходными материалами для исследования явились: карты ледовых авиаразведок, выполненных над акваторией моря в течение 8 мес ледового сезона (ноябрь — июнь), за период 1951—1985 гг., а также даты наступления основных фаз ледового периода, по наблюдениям 25 морских гидрометеорологических станций Северного и Мурманского управлений по гидрометеорологии (рис. 9.1).

Факторы, обуславливающие изменчивость ледовитости моря, определены по средним месячным значениям (8 мес) атмосферного давления над Белым морем и по данным наблюдений за температурой воздуха на морских гидрометеорологических станциях за период 1951—1985 гг.

Для исследования причин, влияющих на сроки осенне-зимних и весенне-летних ледовых явлений в прибрежной зоне моря, использованы поля среднего месячного (январь — декабрь) атмосферного давления над Северным полушарием, заданного в узлах сеточной области: 5° по широте, 10° по долготе, за период 1938—1984 гг.

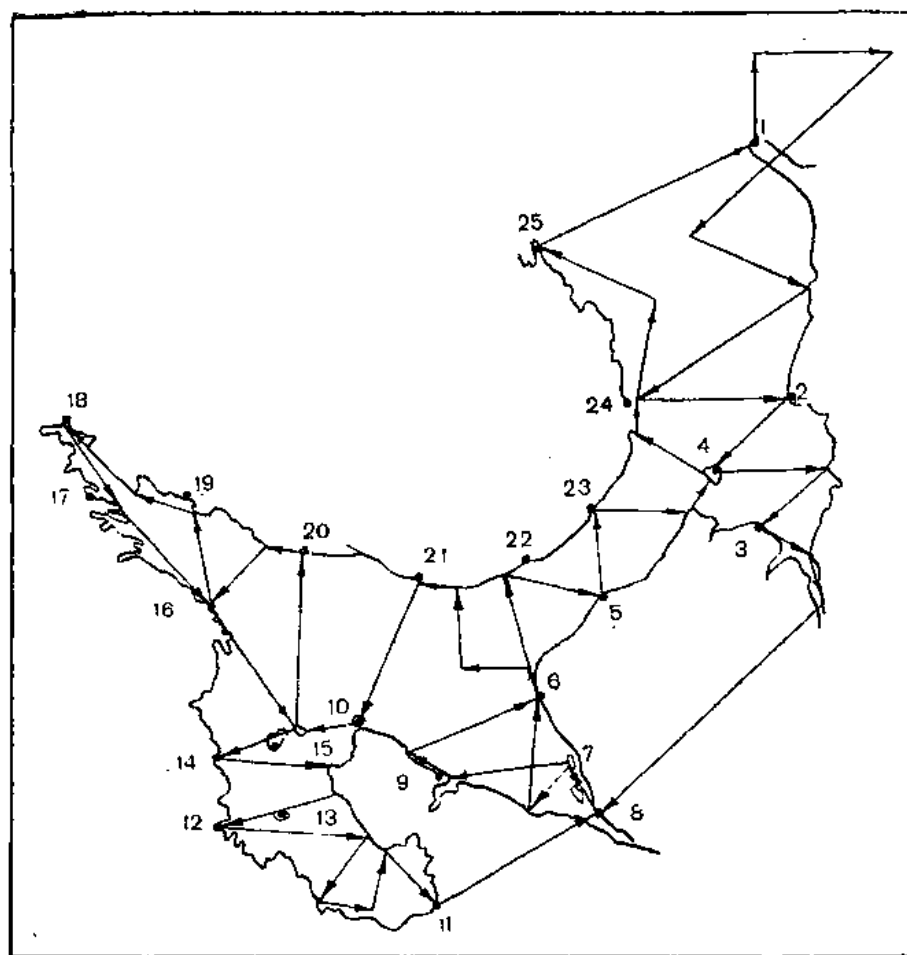


Рис. 9.1. Стандартная схема проведения ледовых авианаблюдений над акваторией Белого моря.

Цифрами обозначены морские гидрометеорологические станции, материалы наблюдений которых были использованы: 1 — Канин Нос; 2 — Мыс Коношин; 3 — Абрамовский маяк; 4 — Моржовец; 5 — Инцы; 6 — Зимнегорский маяк; 7 — Мудьют; 8 — Архангельск; 9 — Усский маяк; 10 — Жижгин; 11 — Онега; 12 — Разноволок; 13 — Жужмуй; 14 — Кемь-Порт; 15 — Словки; 16 — Гриничи; 17 — Ковда; 18 — Канда拉克ша; 19 — Умба; 20 — Кашкаранцы; 21 — Чаваньга; 22 — Пялица; 23 — Сосновец; 24 — Терско-Орловский; 25 — Святой Нос.

9.2. Характеристика основных элементов ледового режима

Особенностью Белого моря является наличие льдов различных возрастных градаций в течение всего ледового сезона на большей части его акватории. Остальную часть акватории занимают сравнительно однородные по возрасту припайные льды. Учитывая это, а также то, что в основной своей массе беломорский ледяной покров представлен на слоенными и торосенными льдами, ход процессов ледообразования и ледоразрушения удобно рассматривать, исходя не из толщины льда, а из его количества. Показателем количества льда может служить ледовитость. Поэтому в настоящем разделе приведены многолетние характеристики ледовитости (как по площади, так и по объему льдов), а также дат ледовых явлений, границ распространения и вероятности встречи льдов.

Вероятностные оценки границ распространения льда. Белое море, за исключением прибрежной части заливов, занятой припаем, в течение зимы покрывается дрейфующими льдами, в основном определяющими условия навигации. Однако существенную роль в осуществлении круглогодичной навигации у морских портов играют и припайные льды. Ниже рассматривается совместное распределение припайных и дрейфующих льдов, а также характеристика их торосистости, полученные по материалам ледовых авиаразведок.

Карты ледовых авиаразведок, выбранных для второй декады каждого месяца ледового сезона покрывались условной сеткой квадратов (10×30 миль). Для каждого квадрата подсчитывалось число

встреч льдов любых видов, форм, сплоченности и торосистости. Вероятность встречи льдов (B_k) в каждом квадрате рассчитывалась по методике [84]:

$$B_k = (n_k / N_k) 100 \%, \quad (9.1)$$

где n_k — число встреч льдов в K -м квадрате; N_k — общее количество наблюдений за льдами в k -м квадрате.

В дальнейшем, по значениям B_k и осредненным (за период наблюдений, по каждому квадрату) значениям торосистости строились схемы вероятности встречи и торосистости льдов. Приведенные схемы дополняют друг друга, объективно отражая основные особенности динамики льдов. С известной степенью полноты и наглядности, характерная для Белого моря картина развития и исчезновения ледяного покрова возникает при последовательном рассмотрении рис. 9.2—9.12.

Начало периода интенсивного ледообразования приходится на декабрь. Процесс образования льда распространяется от вершин заливов к центру моря, поэтому в это время наиболее вероятна (50—74 %) встреча льдов в южной части Двинского залива, Мезенском, Онежском и Канда拉克шском заливах. В центральных районах моря, у Терского берега Бассейна, Горла, Воронки вероятность встречи льдов в декабре минимальная — до 24 % (рис. 9.2).

В январе льды в Белом море не встречаются лишь на крайнем северо-западе Воронки. Зона 75—99 % -ной вероятности встречи охватывает большую часть акватории моря (рис. 9.3). Менее вероятна (50—74 %) встреча льдов у Терского берега Бассейна, на юго-востоке Канда拉克шского залива, на

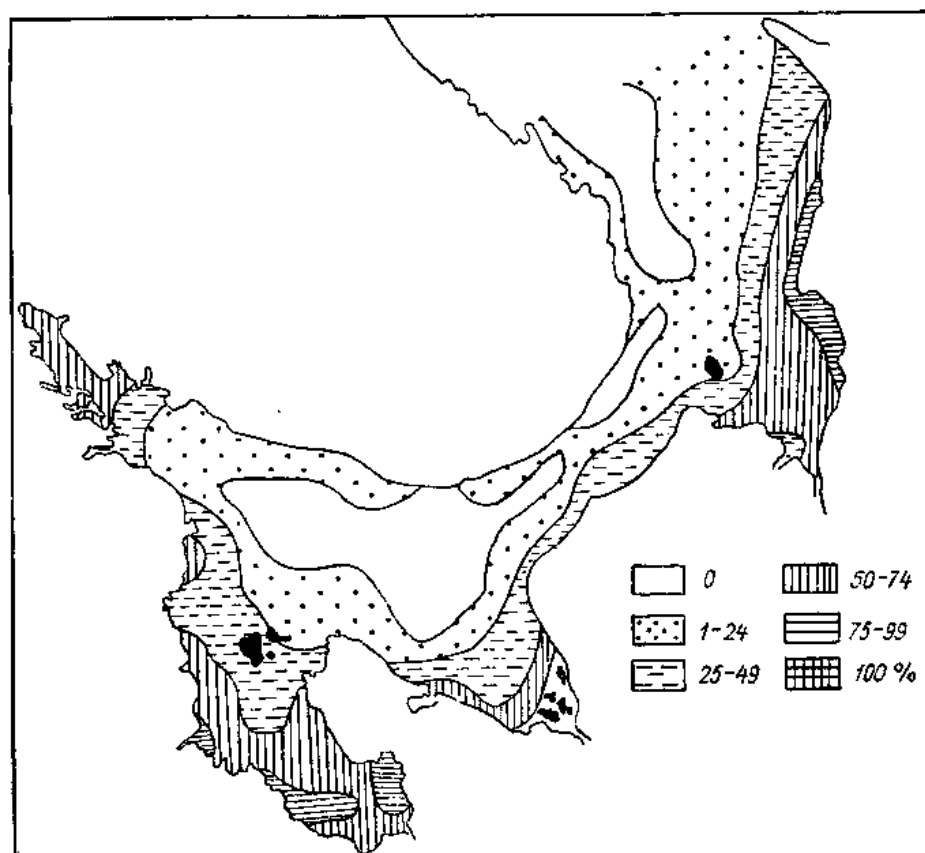


Рис. 9.2. Вероятность встречи льдов по месяцам ледового сезона. Декабрь, %.

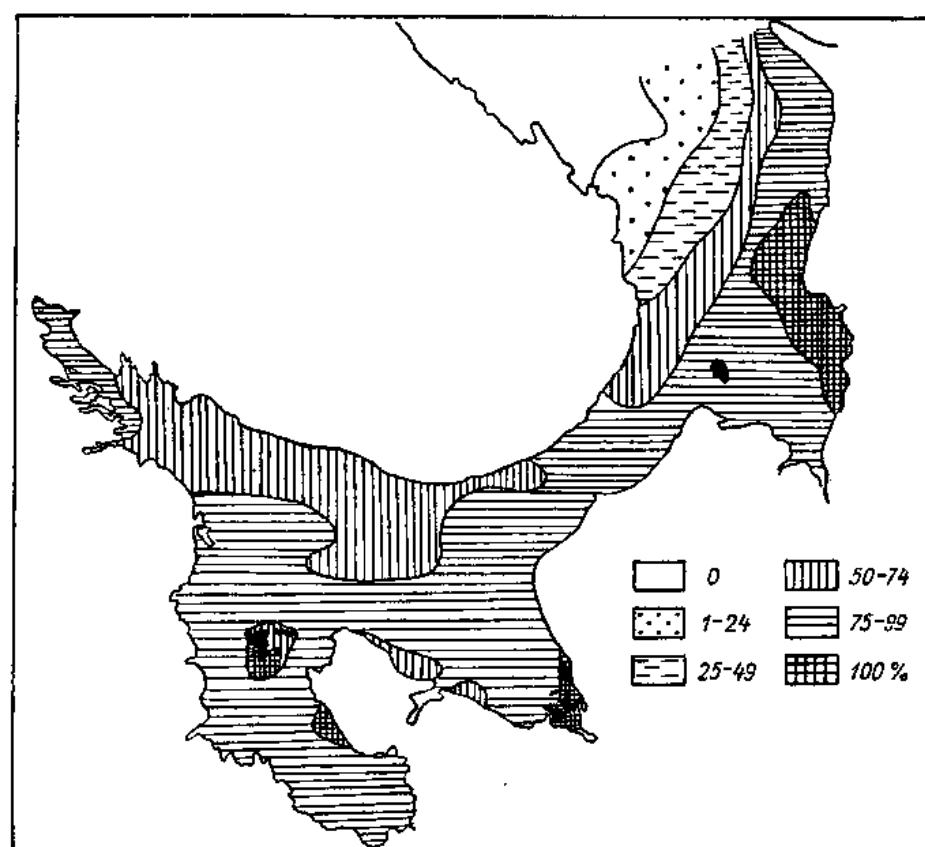


Рис. 9.3. Вероятность встречи льдов по месяцам ледового сезона. Январь, %.

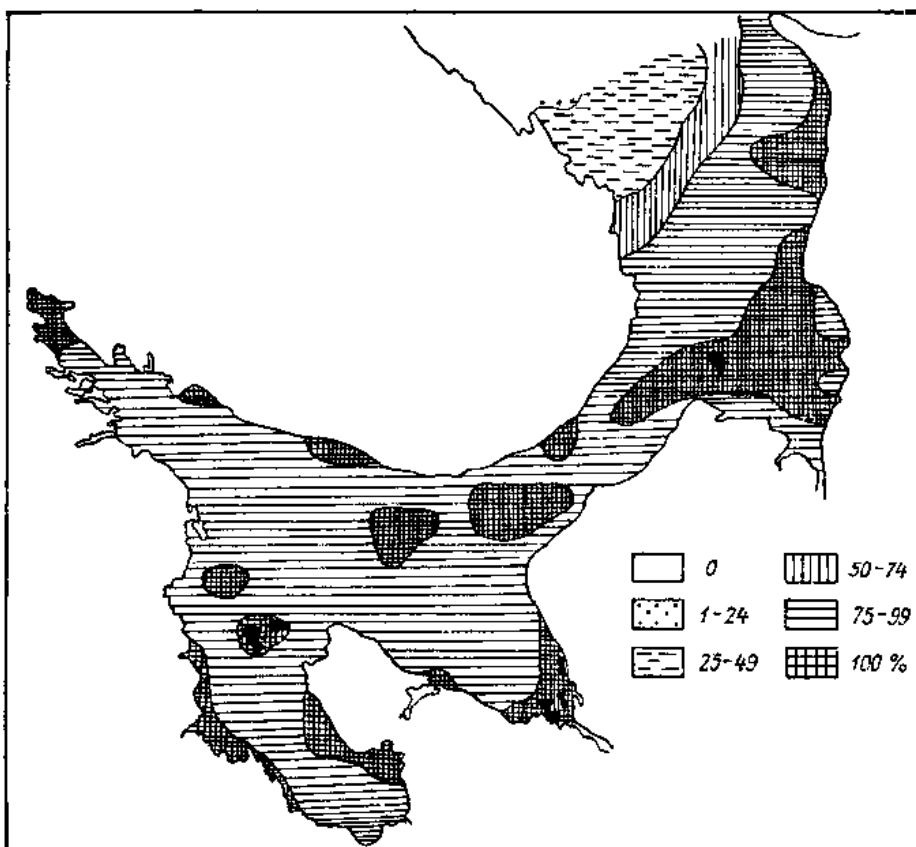


Рис. 9.4. Вероятность встречи льдов по месяцам ледового сезона. Февраль, %.

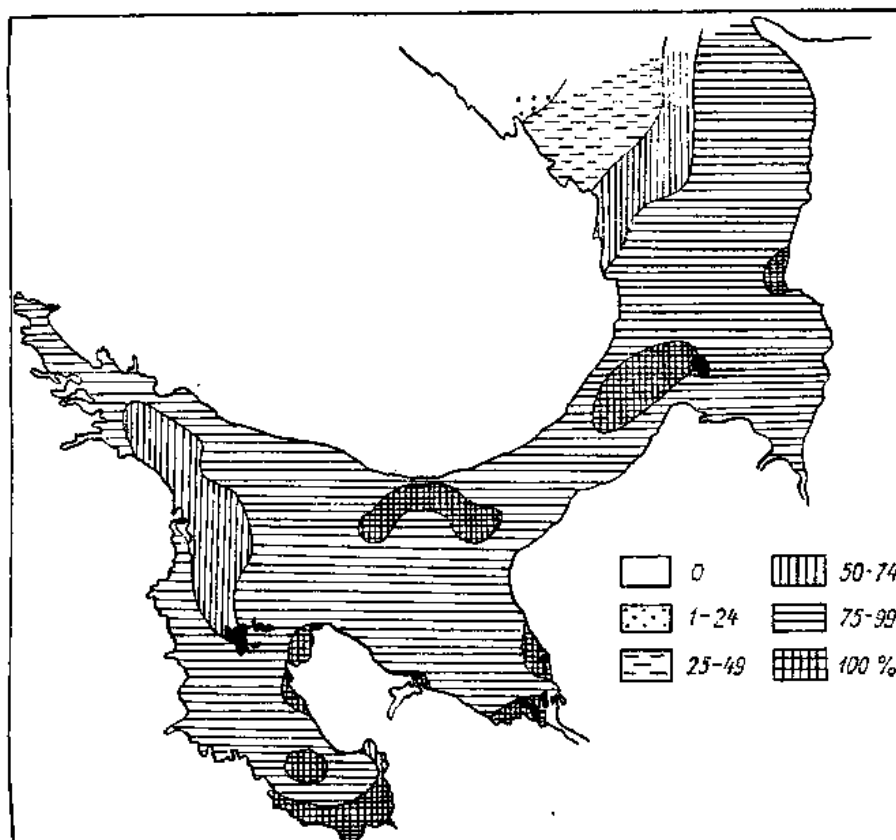


Рис. 9.5. Вероятность встречи льдов по месяцам ледового сезона. Март, %.

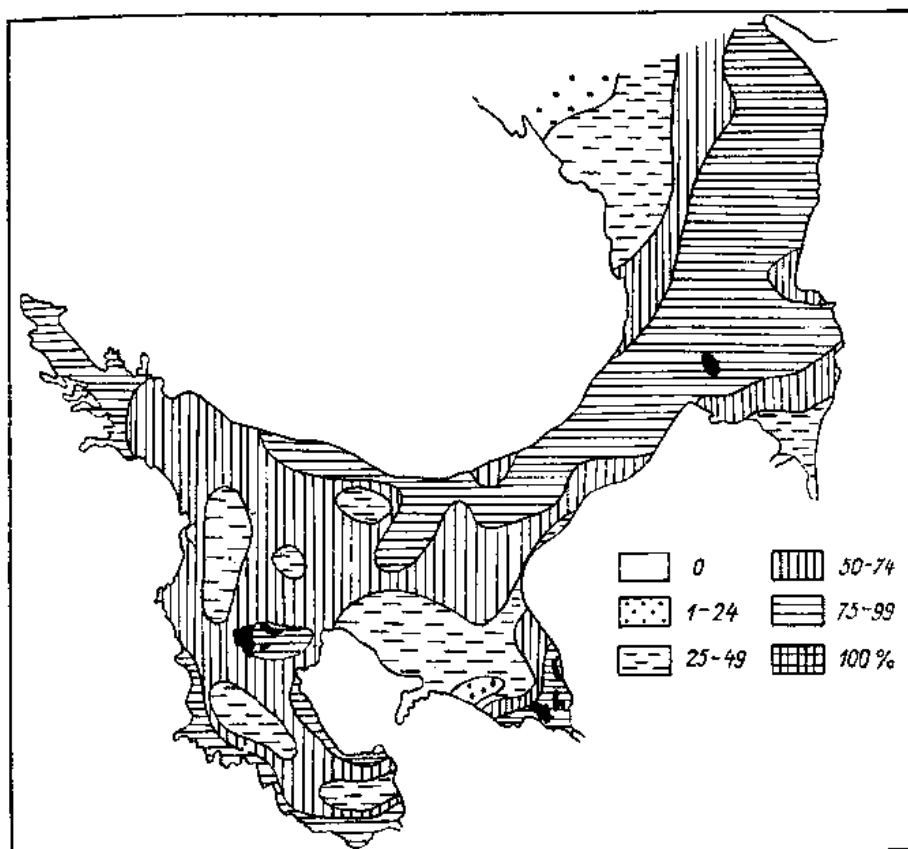


Рис. 9.6. Вероятность встречи льдов по месяцам ледового сезона. Апрель, %.

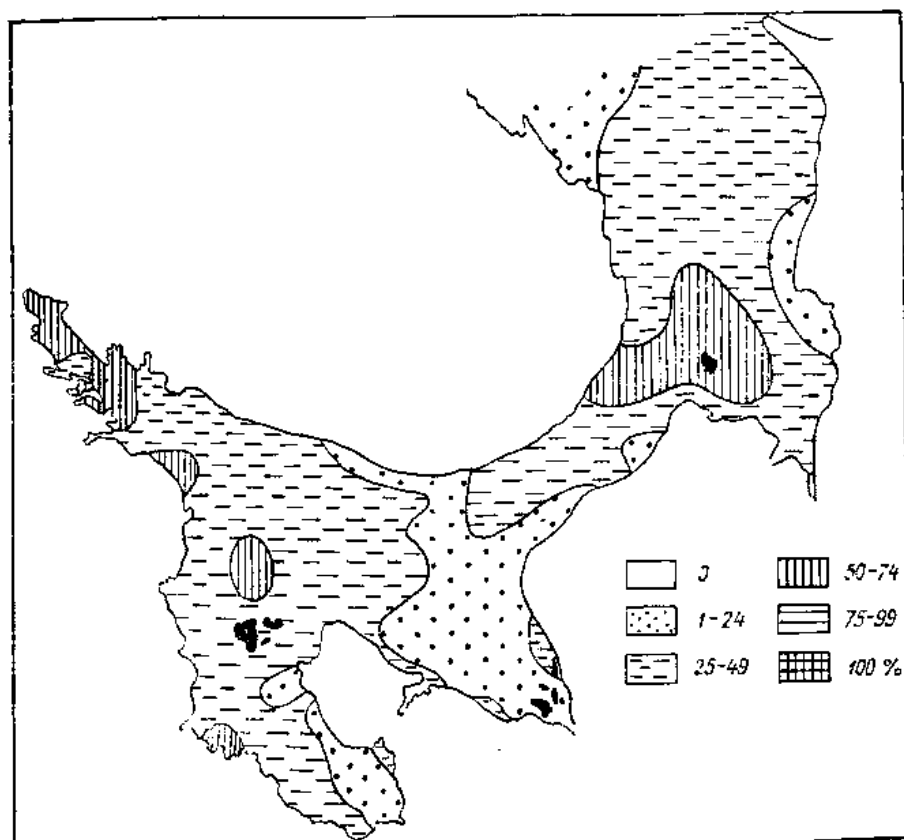


Рис. 9.7. Вероятность встречи льдов по месяцам ледового сезона. Май, %.

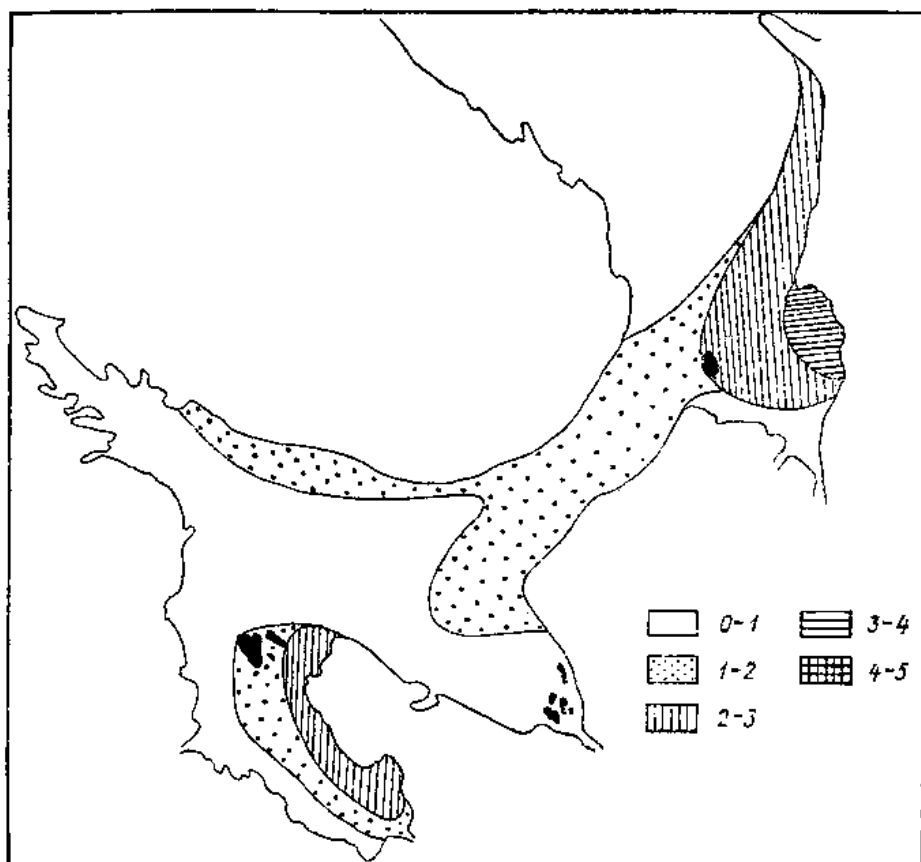


Рис. 9.8. Торосистость льдов по месяцам ледового сезона. Январь, баллы.

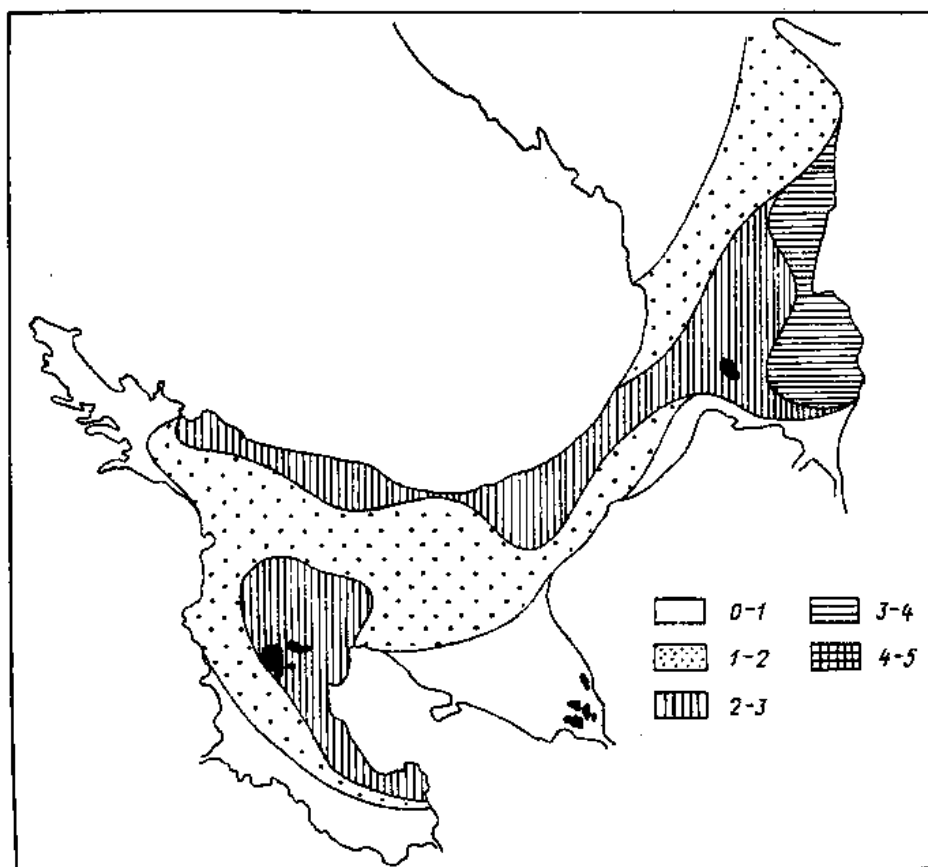


Рис. 9.9. Торосистость льдов по месяцам ледового сезона. Февраль, баллы.

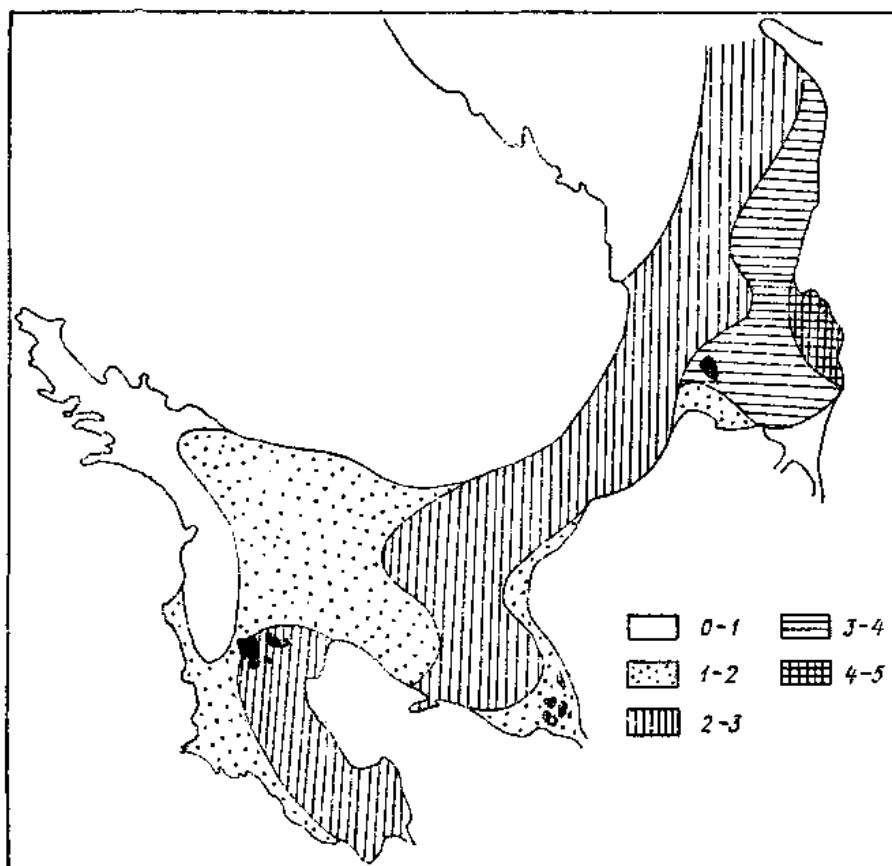


Рис. 9.10. Торосистость льдов по месяцам ледового сезона. Март, баллы.

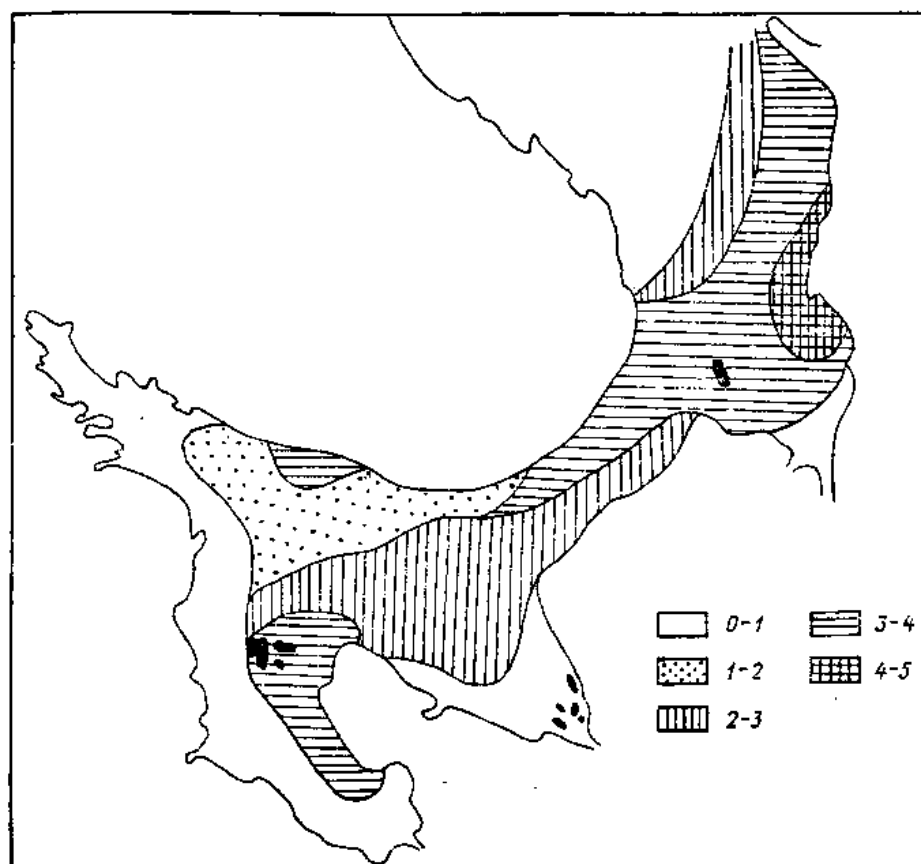


Рис. 9.11. Торосистость льдов по месяцам ледового сезона. Апрель, баллы.

севере Горла и в центральной части Воронки. Стопроцентная вероятность встречи льда характерна для вершины и юго-восточной части Двинского залива, северо-восточной части Мезенского, части Воронки, прилегающей к м. Конушин, а также для некоторых участков Онежского залива. Накопление

в центральной и восточной частях Бассейна. Устойчивым развитием припая в вершинах заливов, а также колобами [53] объясняется наличие обширных зон 100 %-ной вероятности встречи льдов в море.

В целом по морю, дрейфующие льды в фев-

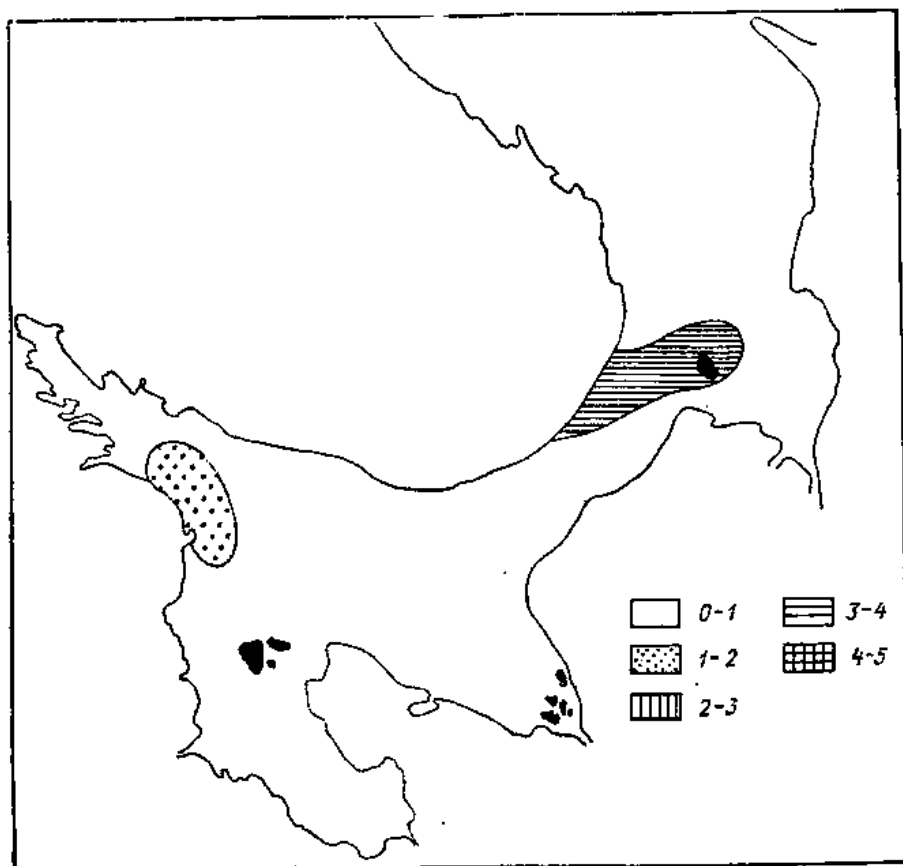


Рис. 9.12. Торосистость льдов по месяцам ледового сезона. Май, баллы.

льдов у восточных берегов заливов является следствием действия ветров преимущественно юго-западного направления [19].

Для декабря характерно преобладание ниласовых льдов над серыми льдами. Наибольшего распространения начальные виды льдов достигают в Онежском, Мезенском, Двинском заливах, Воронке моря. К середине — концу января возрастной состав преобладающих видов льда меняется. В это время серо-белые и белые льды занимают больше, чем другие виды льда, площади. Наибольшие площади серо-белых и белых льдов отмечаются в Воронке, Горле, центральной и восточной частях Бассейна, Онежском заливе. Зоны торосенного (до 2—3 баллов) льда располагаются в восточных частях Онежского залива и Воронки. В Мезенском заливе (у м. Конушин) торосистость дрейфующих льдов достигает 3—4 баллов (рис. 9.8).

Основной прирост мощности льдов в море происходит в феврале [84], когда почти вся акватория (за исключением крайнего северо-запада Воронки) охвачена зоной 75—99 %-ной вероятности встречи льдов (рис. 9.4). В море преобладают белые и серо-белые льды. Наибольшего распространения белые льды достигают в Воронке, Онежском заливе, Горле и северо-западной части Бассейна. Серо-белые льды преобладают над белыми льдами лишь

в восточной части Бассейна. Устойчивым развитием припая в вершинах заливов, а также колобами [53] объясняется наличие обширных зон 100 %-ной вероятности встречи льдов в море.

В марте на всей акватории моря преобладают белые льды, за исключением западных участков моря. Под действием юго-западных — северо-западных ветров, имеющих наибольшую (в ледовом сезоне) повторяемость [19] льды дрейфуют из западных районов моря в центральные и восточные. У Карельского и Поморского берегов образуются квазистационарные участки чистой воды. Вероятность встречи льдов в этих районах, от Соловецких островов до м. Турий, составляет 50—74 % (рис. 9.5). Большую же часть моря охватывает зона 75—99 %-ной вероятности встречи льдов. Расположение зон торосистости льдов в целом соответствует схеме вероятности их встречи: зона 2—3-балльной торосистости охватывает 2/3 акватории Онежского залива, Двинский залив, центральную и восточную часть Бассейна, Горло, Воронку (рис. 9.10). Торосенные (до 3—4 баллов) льды занимают почти всю площадь Мезенского залива и обширные районы востока Воронки.

Устойчивый переход температуры воздуха через 0 °С к положительным значениям, означающий начало весеннего таяния, в среднем по морю происходит во второй декаде апреля. Начинается таяние льдов. В первую очередь вытаивают молодые виды льда, частично покрывающие полыньи, — увеличивается площадь полыней. Белые льды, преобладающие в море, под действием ветров западных направлений выносятся из заливов моря и центра Бассейна в его восточную часть, далее, — через Горло — в Воронку. Дрейфуя, льды накапливаются, торосятся преимущественно в восточных районах заливов, Воронки, в Горле. Этим можно объяснить существование зон 25—49 %-ной вероятности встречи льдов у западных берегов Онежского и Двинского залива, Бассейна, в то время как восточные акватории указанных районов охватывают зоны с вероятностью встречи льдов 50—99 % (рис. 9.6). Торосистость льдов в целом соответствует схеме вероятности их встречи (рис. 9.11).

Более интенсивно процесс очищения моря от льда идет в мае. В начале мая весь дрейфующий лед можно разделить на три зоны. Первая зона разреженного битого льда обычно расположена на северо-западе Онежского залива. Вторая — в Кандалакшском заливе и северо-западной части Бассейна. Эта зона формируется также из битых, но более сплоченных льдов. Вторая зона иногда смыкается с третьей, охватывающей район Горла и Воронки у Терского берега и северо-западную часть Мезенского залива. Льды первых двух зон интенсивно вытаивают и выносятся в центр Бассейна. Таяние льдов и уменьшение их сплоченности в третьей зоне идет несколько медленнее, чем в первых двух, что можно связать с мощностью льдов этой зоны, увеличенной в результате торошения (рис. 9.12). По этой причине, а также в результате действия ветров восточных направлений [19], препятствующих выносу льдов из Белого моря, третья зона сплоченных льдов сохраняется до конца мая — начала июня (рис. 9.7).

Окончательное очищение моря ото льда как правило происходит в первой декаде июня.

Средняя многолетняя ледовитость. Поквадратная обработка карт ледовых авиаразведок позволила определить средние многолетние границы дрейфующих льдов (рис. 9.13) 50 %-ной повторяемости. Повторяемость появления дрейфующих льдов P_i рассчитывалась по формуле

$$P_i = (n_i/N) 100 \%, \quad (9.2)$$

где n_i — число случаев появления льда i -й возрастной градации; N — общий объем выборки (продолжительность авианаблюдений за льдами).

Материалы обработки карт послужили основой для расчета ледовитости моря, как по площадям S , так и по объемам V льдов:

$$S = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^5 S_i C_{ij}; \quad (9.3)$$

$$V = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^5 S_i C_{ij} H_{ij} k_{\tau i} k_{p i}, \quad (9.4)$$

где m — число квадратов моря, занятых льдом; S_i — площадь i -го квадрата, км²; C_{ij} — парциальная сплоченность льдов j возрастной градации в i -м квадрате; H_{ij} — толщина льда j -й возрастной градации в i -м квадрате; $k_{\tau i}$ — коэффициент мощности льдов в i -м квадрате, учитывающий увеличение тол-

щины льдов за счет торосистости; $k_{p i}$ — коэффициент разрушенности льда в i -м квадрате, учитывающий уменьшение толщины льда за счет весеннего таяния.

С учетом особенностей ледового режима моря, в расчет ледовитости были включены следующие возрастные градации льдов: начальные виды, ниласовые льды, серые льды, серо-белые льды, тонкие однолетние (белые) льды, со средней толщиной 2,5; 5,0; 12,5; 22,5; 50,0 см соответственно. Коэффициенты k_{τ} и k_p были взяты согласно работе [84].

Как уже отмечалось, процесс устойчивого ледообразования, характеризующийся появлением ниласовых льдов, в море начинается в вершинах заливов, распространяясь на мелководье, к середине декабря охватывает около 30 % акватории моря — Мезенский залив, южную половину Онежского залива, а также вершины Двинского и Кандалакшского заливов. Ко второй половине декабря — первой половине января лед отмечается практически на всей акватории моря, за исключением северо-запада Воронки. Здесь ледообразование сдерживается подтоком сравнительно теплых баренцевоморских вод и ветрами западных [128] направлений, выносящих льды на восток Воронки. В феврале-марте положение средней многолетней границы дрейфующих льдов стабилизируется, достигая своего максимального развития (рис. 9.13).

С началом весеннего потепления процесс ледообразования прекращается, в начале в южных районах моря, а затем — в северных. В апреле северная граница плавучих льдов опускается к югу, но на юге моря, несмотря на сокращение площади льдов районов с 50 %-ной вероятностью их встречи, кроме заприпайных полыней, еще не наблюдается. Во второй половине апреля начинается интенсивное очищение ото льдов южных районов моря и к середине мая дрейфующие льды остаются лишь в Воронке и, частично, на западе моря, в Онежском и Кандалакшском заливах. К концу мая море полностью очищается ото льдов.

Ход повторяемости появления льдов в Белом море (см. рис. 9.13) указывает на значительную межгодовую изменчивость сроков начала и окончания ледового сезона, продолжительности и ледовитости ледового периода. В годы с ранним осенним похолоданием молодые льды можно встретить в вершинах заливов в первой половине ноября, а в аномально теплые осенью годы начало ледообразования может задержаться до середины декабря. В среднем же ($P_{1,2}=50\%$) в море ледообразование начинается в конце ноября. Исчезновение ниласовых и серых льдов, которое приходится обычно на конец апреля — начало мая ($P_{1,2}=50\%$) знаменует собой начало интенсивного весеннего таяния, но в годы с ранним началом весеннего потепления эти льды исчезают в начале апреля, а в годы с затяжной «ледовитой» зимой они наблюдаются до середины мая.

Иногда процесс ледообразования прерывается в феврале — марте продолжительными оттепелями, в результате которых полностью исчезают ниласовые ($P_1=86,2\%$) и серые ($P_2=96,5\%$) льды. Очищение моря от плавучих льдов обычно заканчивается в мае ($P_4=50\%$), но в годы с мягкой зимой и ранним началом весеннего потепления этот процесс заканчивается в конце апреля. В целом средняя многолетняя продолжительность ледового сезона от начала появления ниласовых и серых льдов в юж-

ных районах моря ($\Pi_{1,2}=50\%$) до момента полного очищения северной части моря от дрейфующих

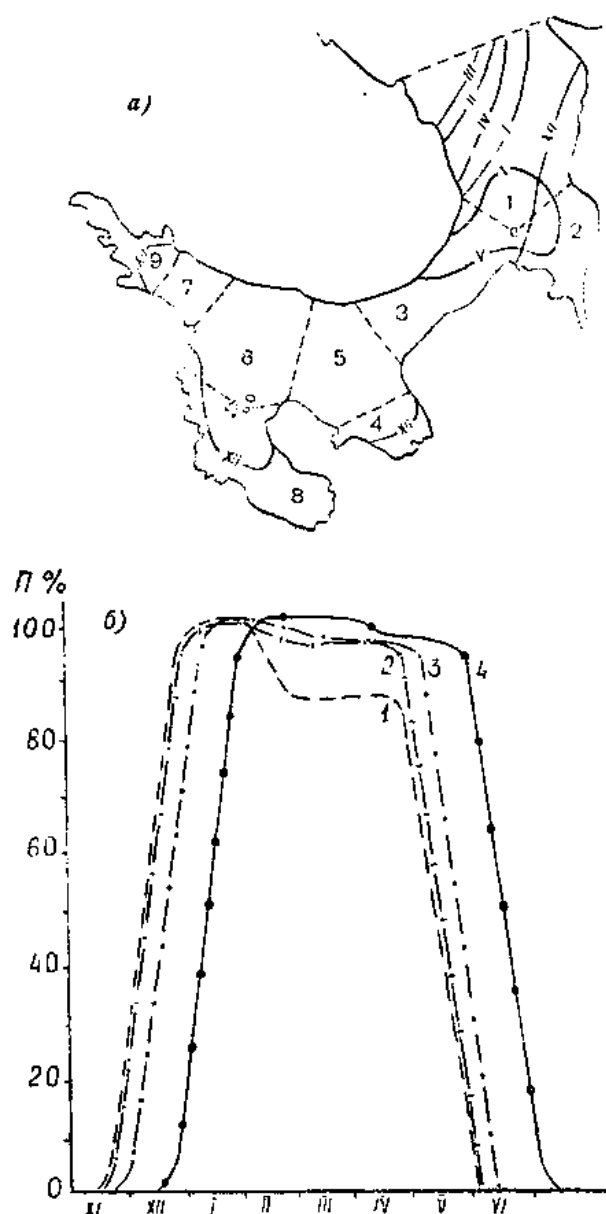


Рис. 9.13. Средние многолетние (1951—1985) границы распространения плавучих льдов (а) и повторяемость (П) появления льдов в Белом море по месяцам (б).

а) 1 — Воронка; 2 — Мезенский залив; 3 — Горло; 4 — Двинский залив; 5 — восточная часть Бассейна; 6 — центральная часть; 7 — северо-западная часть; 8 — Онежский; 9 — Кандакшский заливы; б) 1 — нилас; 2 — серый лед; 3 — серо-белый лед; 4 — тонкий однолетний лед. Цифрами обозначены районы моря (см. рис. 9.13).

льдов ($\Pi_4=50\%$) составляет 6 мес (декабрь — май).

Границы распространения льдов в Белом море дают весьма приближенное представление об их площади, что связано с особенностями перераспределения льдов. Под влиянием ветров и течений в различных районах моря возникают зоны сжатий и разрежений, а также обширные участки чистой воды. В зонах сжатия льды торосятся, тем самым увеличивается их средняя толщина, а значит уменьшается площадь льдов. На открывающихся участках воды образуются молодые льды, которые при сжатиях тоже торосятся, вновь образуются участки чистой воды и т. д. В этой связи площадь, занимае-

мую льдами, и их количество удобно оценивать по характеристикам ледовитости моря (S и V).

Анализ временной последовательности S и V позволил выявить значительную межгодовую изменчивость ледовитости, что в свою очередь находит свое подтверждение при рассмотрении вероятностных распределений S и V по месяцам ледового сезона [84]. Полученные распределения не отвечают критериям нормального распределения.

Одной из задач статистики является классификация эмпирических распределений, при которой в конечном итоге происходит подгонка эмпирических данных под одно из субъективно избранных теоретических распределений. При этом может искажаться или потеряться какая-то, возможно существенная, часть информации об исследуемой выборке. В то же время существуют работы, в которых оценивание параметров распределения основано на применении квантильных и итеративных характеристик. Преимуществом в этом случае является простота вычисления оценок квантилей и их высокая устойчивость эффективности (робастность) [143] по сравнению с классическими при отклонении распределения от нормального.

Исходя из результатов анализа временных последовательностей S и V , их распределений, а также учитывая изложенное выше, расчет статистических характеристик ледовитости производился по элементам квантильного анализа и итеративных методов оценивания выборочных совокупностей случайных величин. Для этого были рассчитаны «ящики с усами» (см. гл. 2) и робастные оценки положения, масштаба. В качестве первого приближения оценок положения и масштаба возможно использование трехсреднего значения («центр ящика с усами») соответственно. Более точную характеристику центра выборки дает использованием итеративной бивес-оценки среднего [143]:

$$X^* = \sum_{i=1}^n x_i \omega_i / \sum_{i=1}^n \omega_i, \quad (9.5)$$

где

$$\omega_i = \begin{cases} (1 - U_i^2)^2, & \text{если } |U_i| < 1; \\ 0, & \text{если } |U_i| \geq 1; \end{cases} \quad (9.6)$$

$$U_i = (x_i - X^*) / (6S); \quad S = (1/2)Q;$$

U_i и ω_i являются весами выборки. В качестве первого приближения X^* можно использовать медиану или трехсреднее значение.

Используя бивес-оценку среднего, можно получить уточненную оценку масштаба — бивес-дисперсию [143]:

$$\widehat{\text{var}}(x) = \left[n \sum_{i=1}^n (x_i - X^*)^2 (1 - U_i^2)^4 \right] / \left[\sum_{i=1}^n (1 - U_i^2) (1 - 5U_i^2) \right] \left[-1 + \sum_{i=1}^n (1 - U_i^2) (1 - 5U_i^2) \right], \quad (9.7)$$

где $\sum_{i=1}^n$ означает суммирование только по $|U_i| < 1$ и устойчивый аналог стандартного отклонения [143]

$$S^* = t_v \sqrt{\widehat{\text{var}}(x)}, \quad (9.8)$$

где t_v — t -критерий Стьюдента с заданным уровнем значимости и числом степеней свободы $v = 0.7(n-1)$.

Количественную оценку асимметрии и эксцесса выборки можно получить, используя устойчивые аналоги коэффициента асимметрии A_s [119] и коэффициента эксцесса E :

$$A_s = (x_{0,25} + x_{0,75} - 2Me)/(x_{0,75} - x_{0,25}), \quad (9.9)$$

$$E = 1 + a[(x_{0,75} - x_{0,25})/(x_{0,875} - x_{0,125})], \quad (9.10)$$

где

$$a = \begin{cases} 1,7062, & \text{если } (x_{0,75} - x_{0,25})/(x_{0,875} - x_{0,125}) \leq 0,5861, \\ 3,000, & \text{если } (x_{0,75} - x_{0,25})/(x_{0,875} - x_{0,125}) > 0,5861. \end{cases}$$

Меру изменчивости исследуемой выборки можно получить с помощью устойчивого аналога коэффициента вариации:

$$V = (S^*/X^*) 100 \%. \quad (9.11)$$

Значения A_s и E изменяются в пределах $-1 \dots +1$. При $A_s = E = 0$ исследуемое распределение максимально приближено к нормальному распределению.

На рис. 9.14—9.19 приведены квантильные характеристики, а в табл. 9.1 — итеративные оценки ледовитости Белого моря. По полученным режимным характеристикам можно судить о динамике льдов моря в течение ледового сезона. О том, насколько значительны эти процессы, говорит тот факт, что площадь льдов на 5—20 % меньше площади моря, ограниченной кромкой дрейфующих льдов за весь период активного ледообразования (декабрь — март). Наглядно это показывает ледовитость марта (табл. 9.1) — площади начальных видов льда, ниласовых, серых, серо-белых и белых льдов составляют соответственно 0,77; 7,20; 9,59; 18,55 и 43,28 % акватории моря. Остальные же 20,61 % приходятся на трещины, разводья и полыньи, через которые происходит наиболее интенсивный теплообмен между морем и атмосферой.

Пространства чистой воды в течение всего ледового сезона предопределяют наличие льдов различных возрастных градаций. В целом по морю площади начальных видов льда максимальны в декабре (8,86 %), ниласовых и серых льдов — в январе (соответственно 14,44; 16,65 %), серо-белых льдов — в феврале (21,56 %), белых льдов — в марте

(43,28 %). Соответствующие характеристики ледовитости (по площади) для различных районов моря можно получить при рассмотрении рис. 9.14—9.17. Оценку суммарной (по возрастным видам) ледовитости районов моря (как по площади, так и по объемам льда) можно получить, воспользовавшись рис. 9.18.

Площади льдов на указанных рисунках приведены в процентах относительно площади моря. В качестве оценки положения рекомендуется использование трехсреднего значения.

Основные особенности осенне-зимних и весенне-летних ледовых явлений. Изменчивость элементов ледового режима Белого моря обусловлена взаимодействием большого числа факторов различного масштаба и степени периодичности. Это дает основание рассматривать сроки появления и исчезновения льда как случайные величины или случайные функции и использовать при анализе последовательностей дат методы теории вероятностей и математической статистики. Вероятностные и статистические характеристики сроков появления и исчезновения льда на морях Европейского Севера были рассмотрены в работах [94, 153, 154, 159].

Для анализа особенностей осенне-зимних и весенне-летних ледовых явлений на Белом море были использованы материалы многолетних наблюдений за льдами на 25 гидрометеорологических станциях моря.

Основываясь на естественных особенностях ледового режима различных районов моря, анализ имеющихся материалов производился по датам начала семи основных ледовых фаз: первое появление льда, устойчивое появление льда, первое полное замерзание (ледостав), устойчивое полное замерзание (устойчивое образование припая), первый взлом припая (ледоход), исчезновение припая, окончательное очищение ото льда [103].

Исходя из особенностей развития ледовых процессов в прибрежных районах моря, была произведена типизация гидрометеорологических станций на: 1) устьевые; 2) с максимальным (до видимого горизонта) развитием припая; 3) с устойчивым (не достигающим видимого горизонта) развитием припая; 4) с неустойчивым (вследствие динамичности

Таблица 9.1

Бивес-оценки средней ледовитости Белого моря

Вид льда	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI
Площадь льдов, %								
Начальные виды льда	0,00	8,86	4,85	2,69	0,77	0,27	0,00	0,00
Ниласовые льды	0,00	9,22	14,14	11,16	7,20	3,11	0,00	0,00
Серые льды	0,00	7,21	16,65	19,99	9,59	5,26	0,00	0,00
Серо-белые льды	0,00	2,80	18,17	21,56	18,55	10,27	0,40	0,00
Тонкие однолетние льды	0,00	0,00	12,52	32,07	43,28	38,54	17,81	0,00
Суммарная площадь	0,00	30,59	71,92	81,37	83,71	60,59	19,81	0,00
Объем льдов, км³								
Начальные виды льда	0,00	0,10	0,06	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00
Ниласовые льды	0,00	0,52	0,89	0,75	0,53	0,28	0,00	0,00
Серые льды	0,00	1,02	2,57	2,20	1,75	1,19	0,00	0,00
Серо-белые льды	0,00	0,71	5,05	6,56	6,10	4,17	0,18	0,00
Тонкие однолетние льды	0,00	0,00	7,73	21,68	31,16	33,86	15,73	0,00
Суммарный объем	0,00	2,58	16,65	31,27	40,33	39,53	16,13	0,00

Примечание. Сумма бивес-оценок возрастных видов льда не равна бивес-оценке суммарной ледовитости из-за отличий их вероятностных распределений.

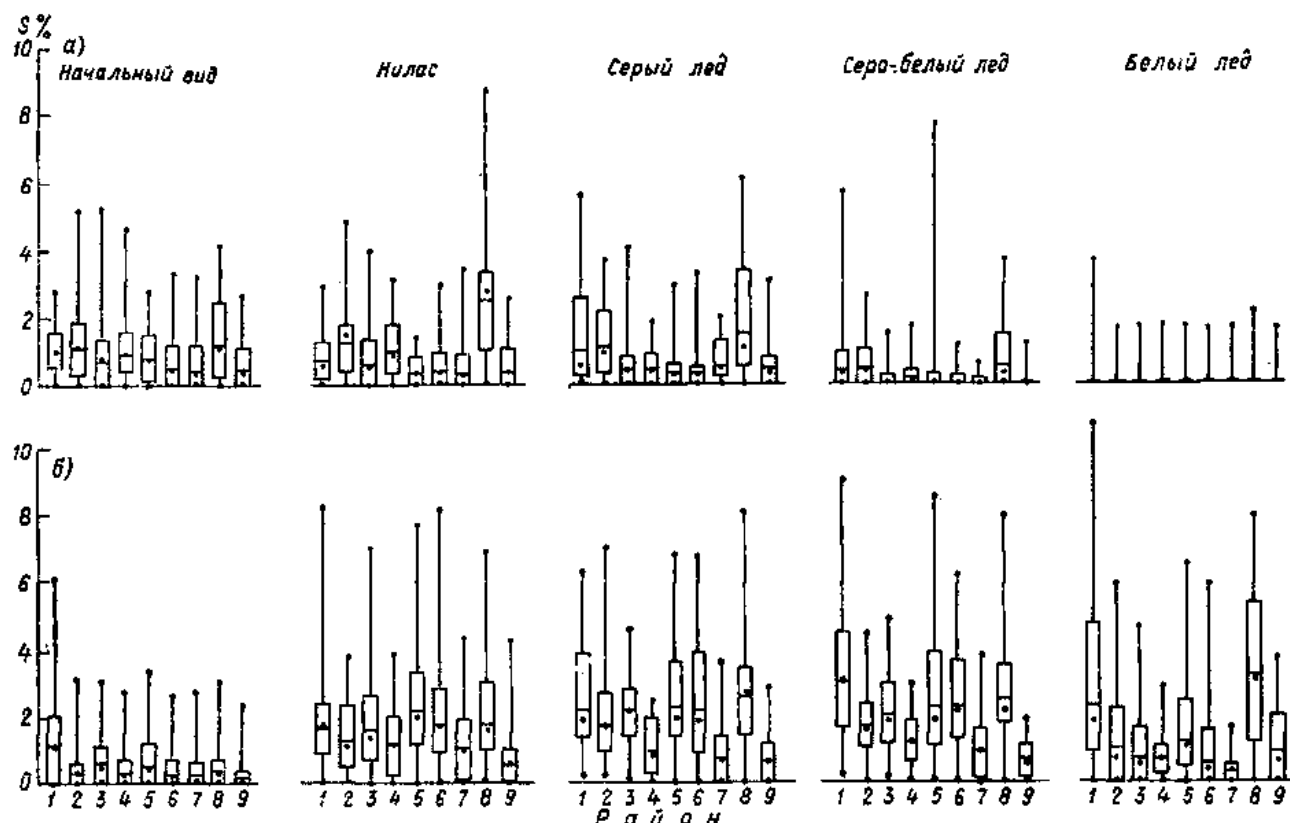


Рис. 9.14. Квантильные характеристики ледовитости ($S \%$) различных возрастных видов льда в декабре (а) и январе (б).

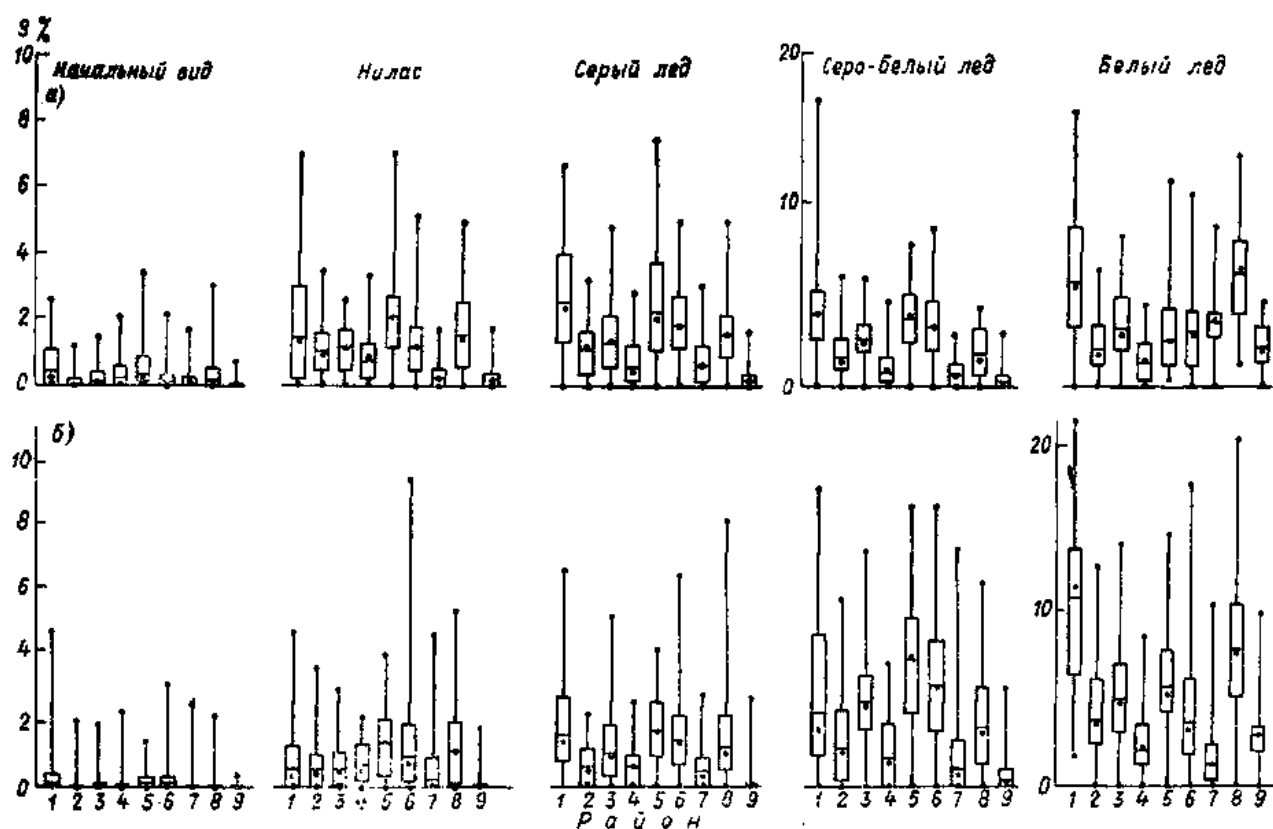


Рис. 9.15. Квантильные характеристики ледовитости ($S \%$) различных возрастных видов льда в феврале (а) и марте (б).

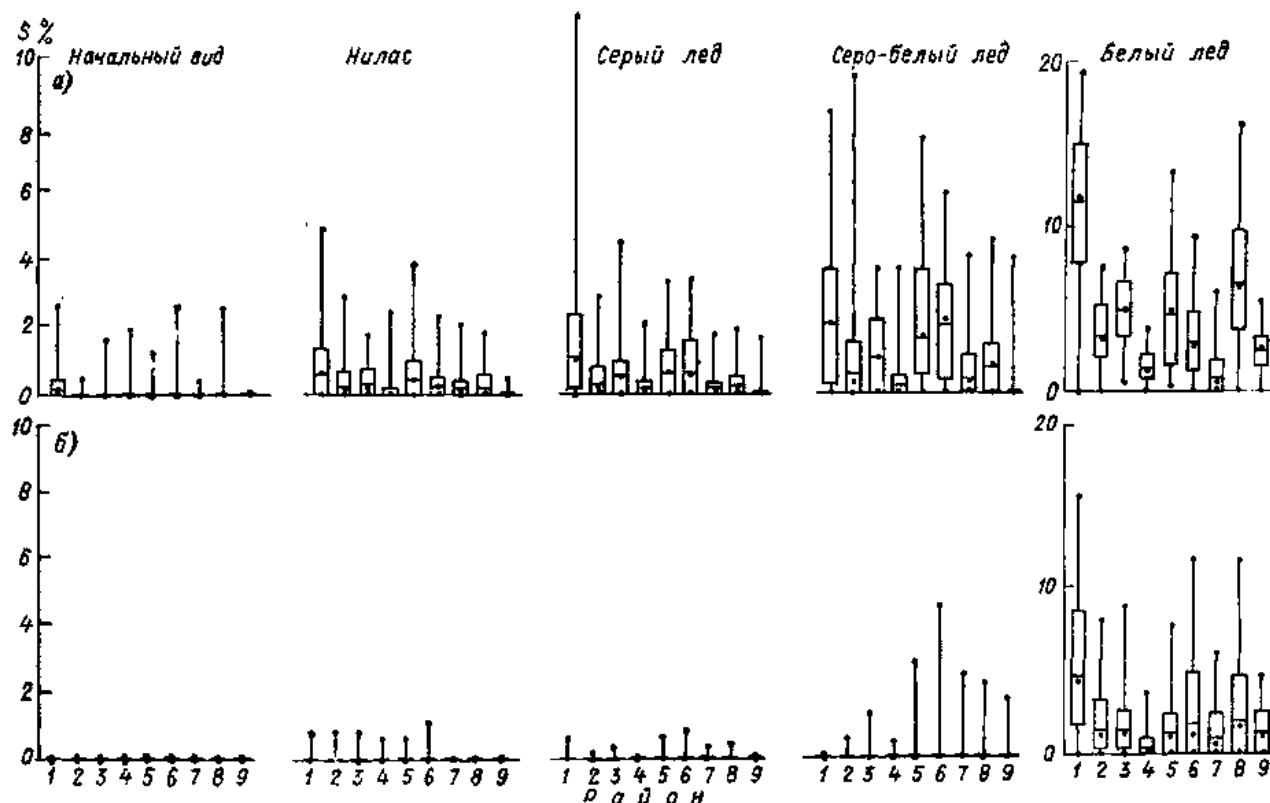


Рис. 9.16. Квантильные характеристики ледовитости ($S\%$) различных возрастных видов льда в марте (а) и апреле (б).

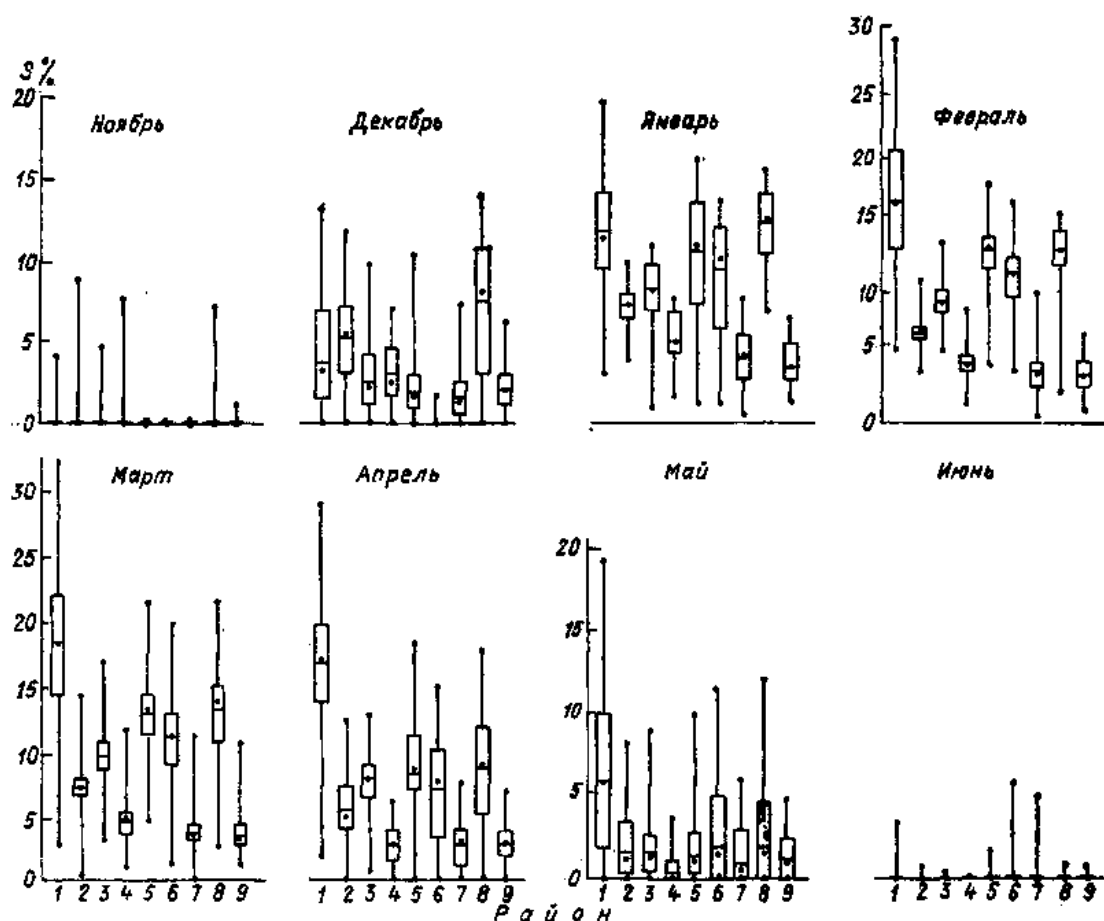


Рис. 9.17. Квантильные характеристики суммарной (по возрастным видам) ледовитости.

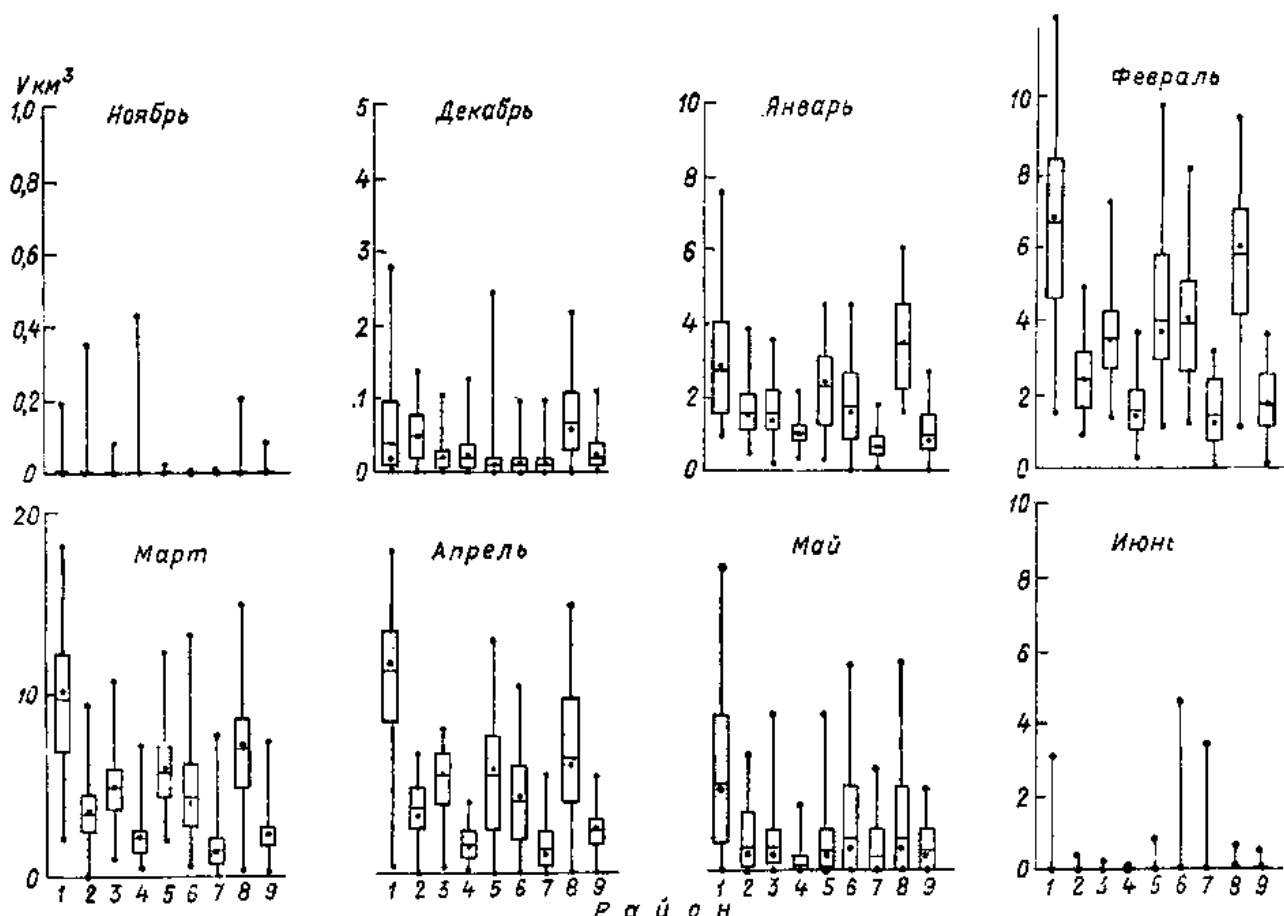


Рис. 9.18. Квантильные характеристики суммарного (по возрастным видам) объема льдов в Белом море. Цифрами обозначены районы моря (см. рис. 9.13).

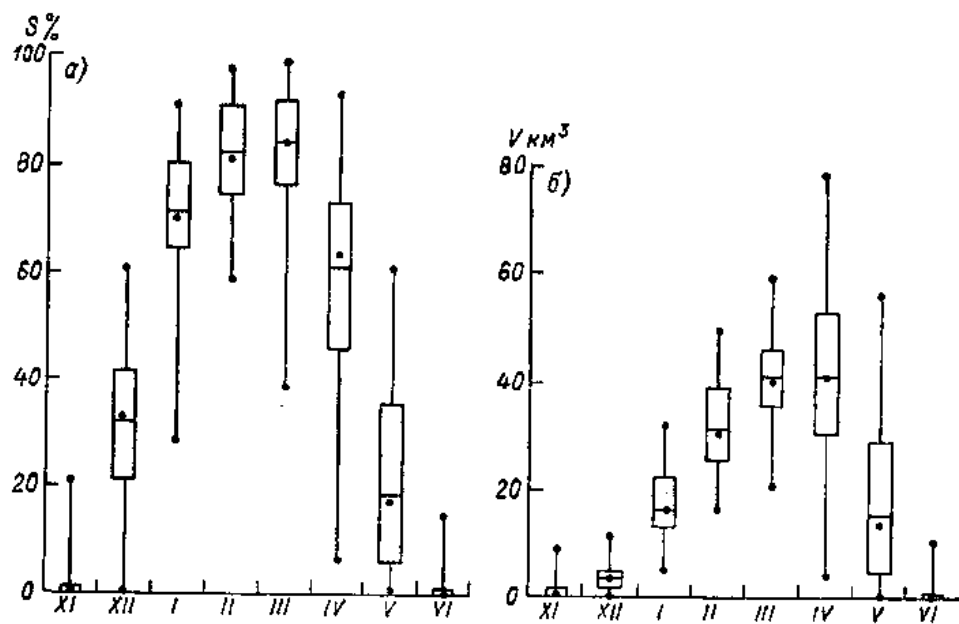


Рис. 9.19. Сезонный ход квантильных суммарных характеристик: ледовитости (а) и объема льдов (б).

вод прилегающей акватории) припаем. В дальнейшем только три последних типа подлежали анализу.

Представление о продолжительности и непрерывности используемых данных можно получить при рассмотрении рис. 9.20—9.22.

Основной вероятностной характеристикой одномерной случайной величины является плотность

распределения $f(x)$, в качестве оценки которой можно использовать гистограмму. Для получения оценок плотности распределения последовательностей дат ледовых фаз были построены гистограммы (полигоны) [119]. Анализ гистограмм позволил выделить следующее: 1) почти 2/3 полученных распределений дат ледовых явлений одномодальны и асимметричны, 1/3 из числа распределений имеет

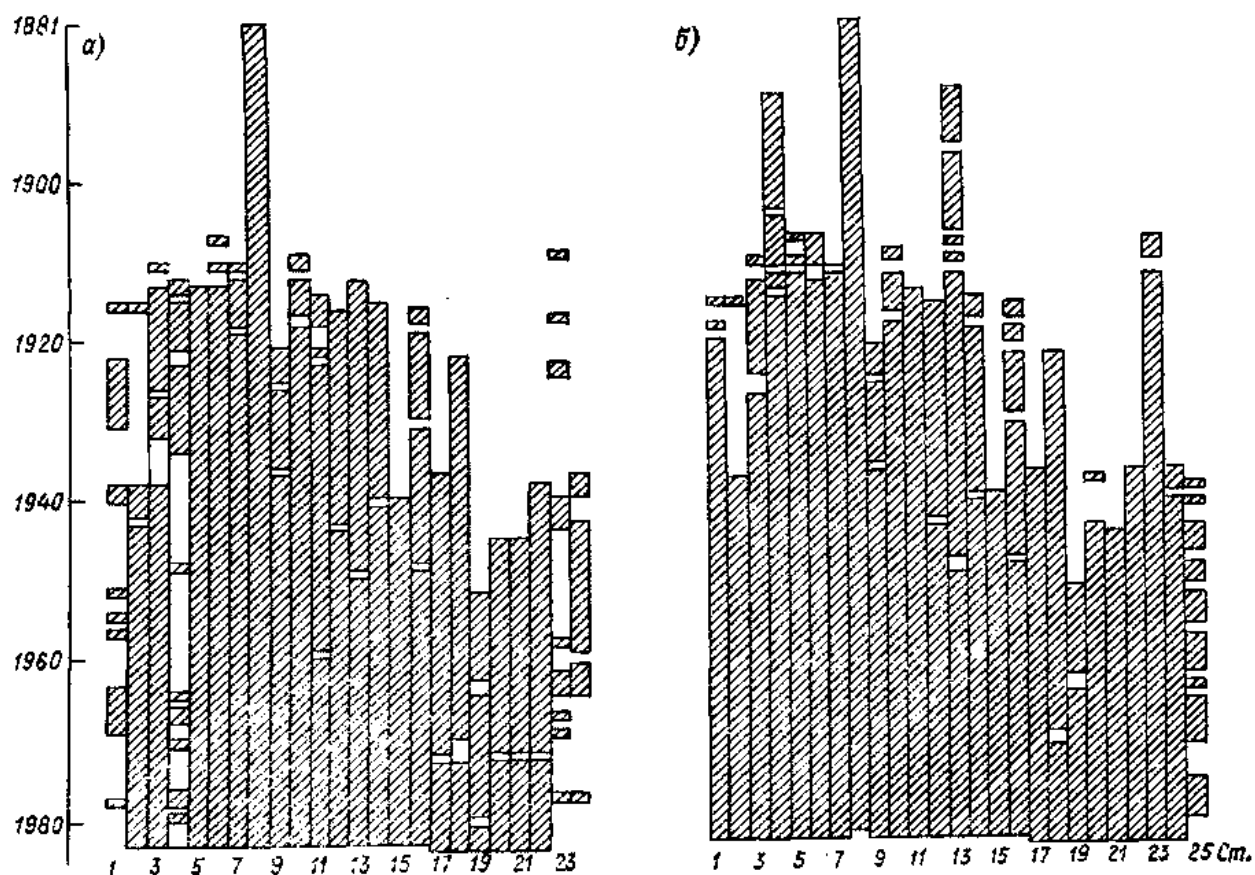


Рис. 9.20. Продолжительность наблюдений за ледяным покровом на береговых гидрометеорологических станциях Белого моря. (см. рис. 9.1).

а — первое появление льда; б — устойчивое появление льда.

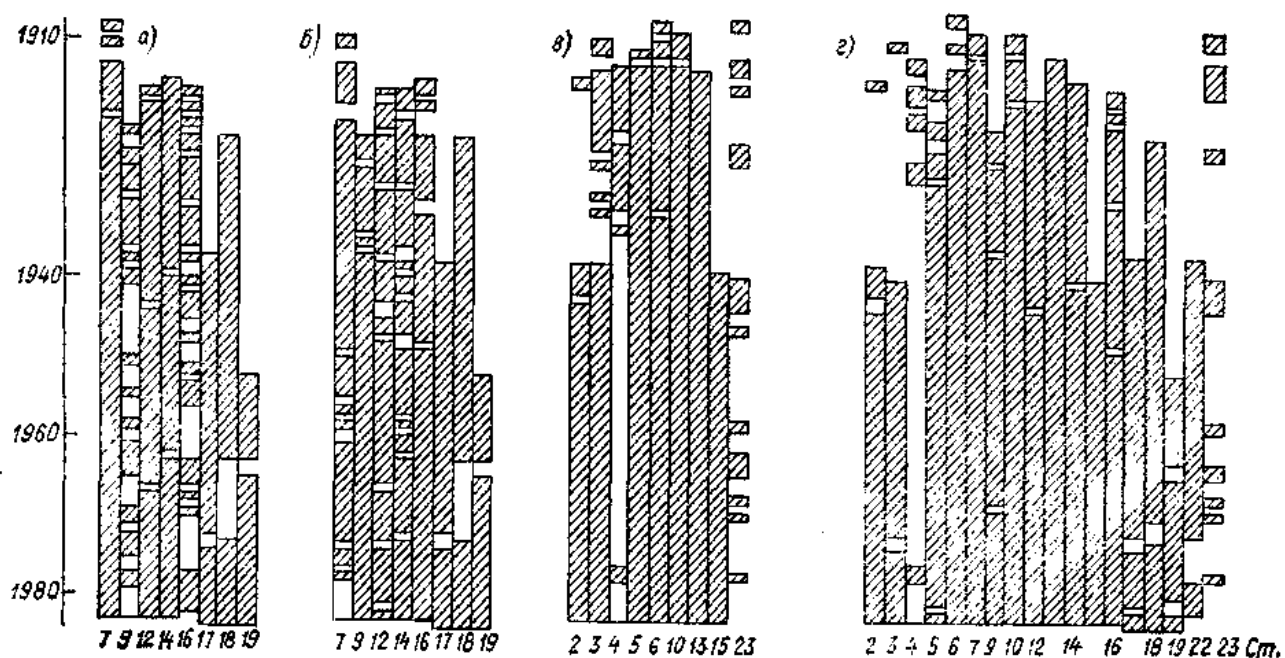


Рис. 9.21. Продолжительность наблюдений за ледяным покровом на береговых гидрометеорологических станциях Белого моря (см. рис. 9.1).

а — первое; б — устойчивое полное замерзание; в — устойчивое образование; г — первый взлом припая.

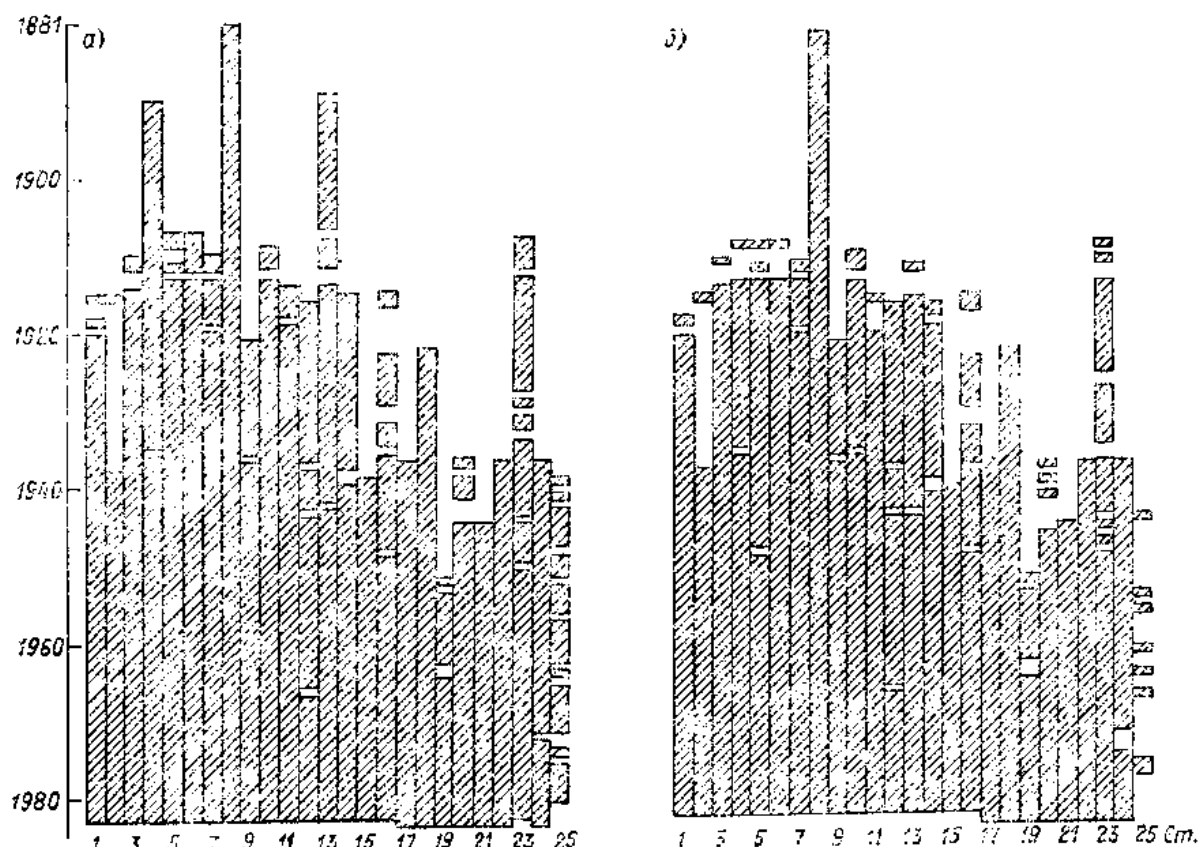


Рис. 9.22. Продолжительность наблюдений за ледяным покровом на береговых станциях Белого моря (см. рис. 9.1).

а — исчезновение припая; б — окончательное очищение от льда.

две моды и только 2 % общего количества полимодальны; 2) почти половине (13 из 25) гидрометеорологических станций присуща сезонная изменчивость асимметрии распределений: осенние процессы (первое, устойчивое появление льда) отличаются левосторонней асимметрией распределений, зимние (первое полное, устойчивое полное замерзание, устойчивое образование припая) — отсутствием асимметрии распределений, весенние (первый взлом припая, исчезновение припая, окончательное очищение ото льда) — правосторонней асимметрией распределений; утяжеленные «хвосты» распределений (выбросы) соответствуют наиболее поздним датам осенних процессов и наиболее ранним — весенних процессов; 3) рассматривая осенние, зимние и весенние ледовые явления как составные части единого процесса, можно заключить, что практически всем гидрометеорологическим станциям присуща сезонная изменчивость островершинности (эксперимента) распределений: осенним и весенним процессам характерны более острые вершины распределений, зимним — более пологие; 4) доля бимодальных распределений в зимний период значительно выше соответствующей доли для осенних и весенних периподов (табл. 9.2).

Наличие двух мод распределений свидетельствует о том, что рассматриваемая выборка представляет собой суперпозицию двух выборок с двумя различными центрами [1, 12]. Бимодальность распределений дат основных ледовых явлений возможно является следствием влияния на ледовый режим моря как крупномасштабных факторов (атмосферный перенос), так и локальных факторов, например стока рек, притока баренцевоморских вод, приливной динамики.

Таблица 9.2

Характеристика распределений сроков наступления основных ледовых фаз по признаку их бимодальности

Ледовые фазы	% бимодальных распределений	Станции с яркой бимодальностью
Первое появление льда	12	Канян Нос, Кашкаранцы
Устойчивое появление льда	39	Мыс Кошушн, Абрамовский маяк, Мудьюг, Терско-Орловский, Разнаволоок, Кемь-Порт, Пялица, Кашкаранцы
Первое, устойчивое, полное замерзание, устойчивое образование припая	48	Гридино, Унский маяк, Моржовец, Чаваньга, Кашкаранцы, Терско-Орловский, Умба
Первый взлом припая	29	Гридино, Инды, Моржовец, Разнаволоок, Унский маяк, Абрамовский маяк
Исчезновение припая	27	Мудьюг, Разнаволоок, Соловки, Кашкаранцы, Пялица, Чаваньга
Окончательное очищение	24	Мыс Кошушн, Умба, Кандакаша

Анализ гистограмм показал, что ни одно из полученных распределений не удовлетворяет критериям нормального распределения. В этой связи применение робастных методов оценивания данных предпочтительно классическим статистическим характеристикам. Для подтверждения этого, были рассчитаны классические и робастные статистические характеристики, сравнение которых показало

Рис. 9.23. Изохроны дат первого появления льда.

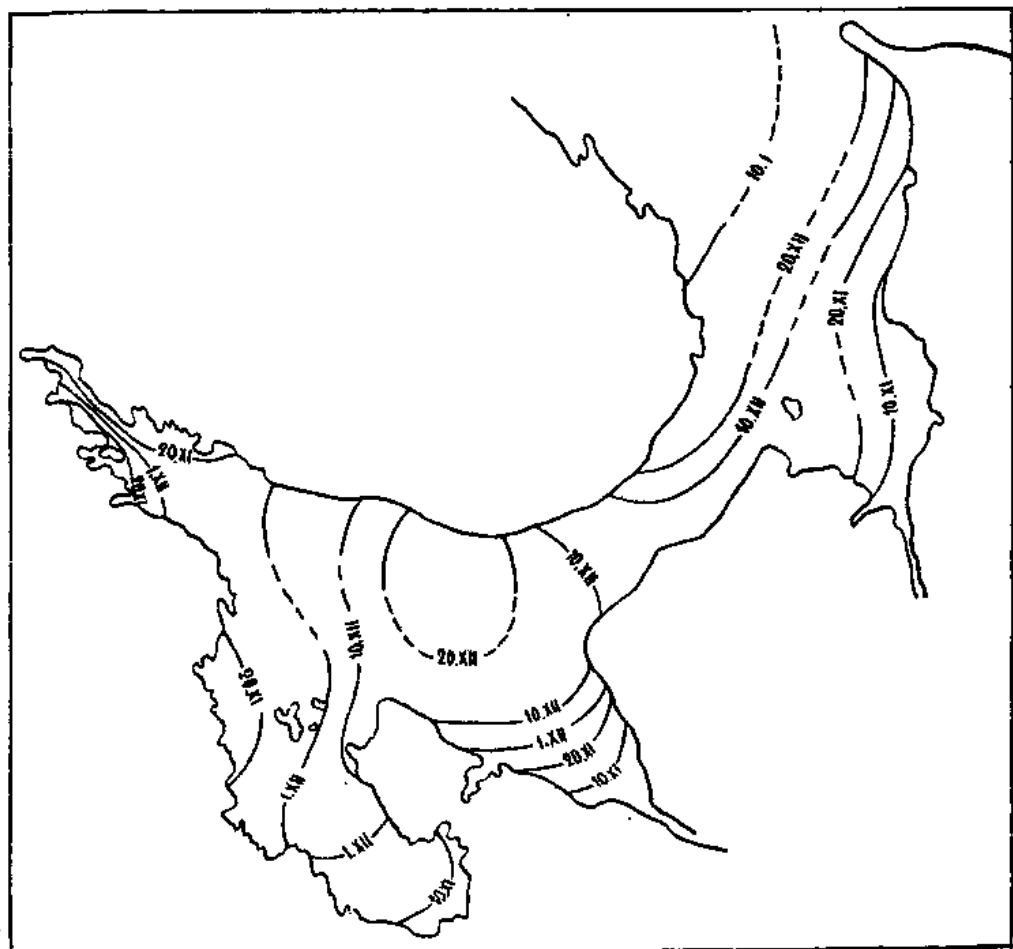
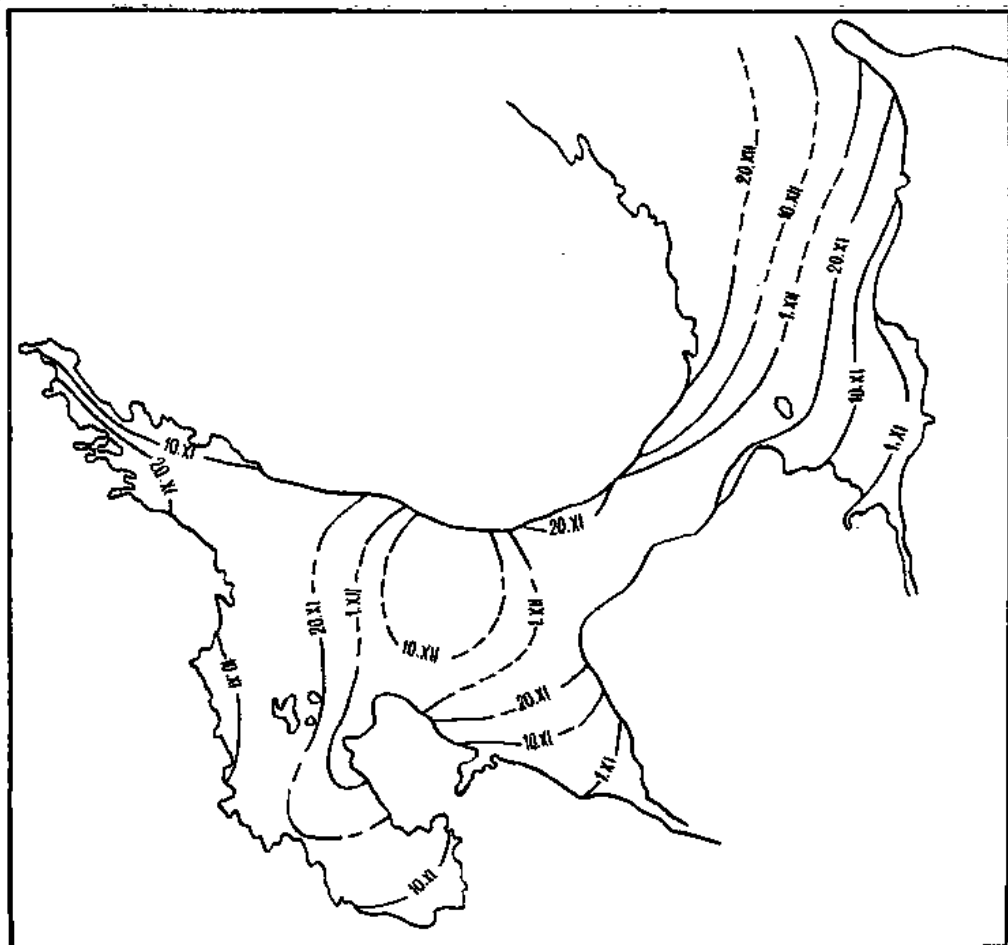


Рис. 9.24. Изохроны дат устойчивого появления льда.

Рис. 9.25. Изохроны дат устойчивого образования припая.

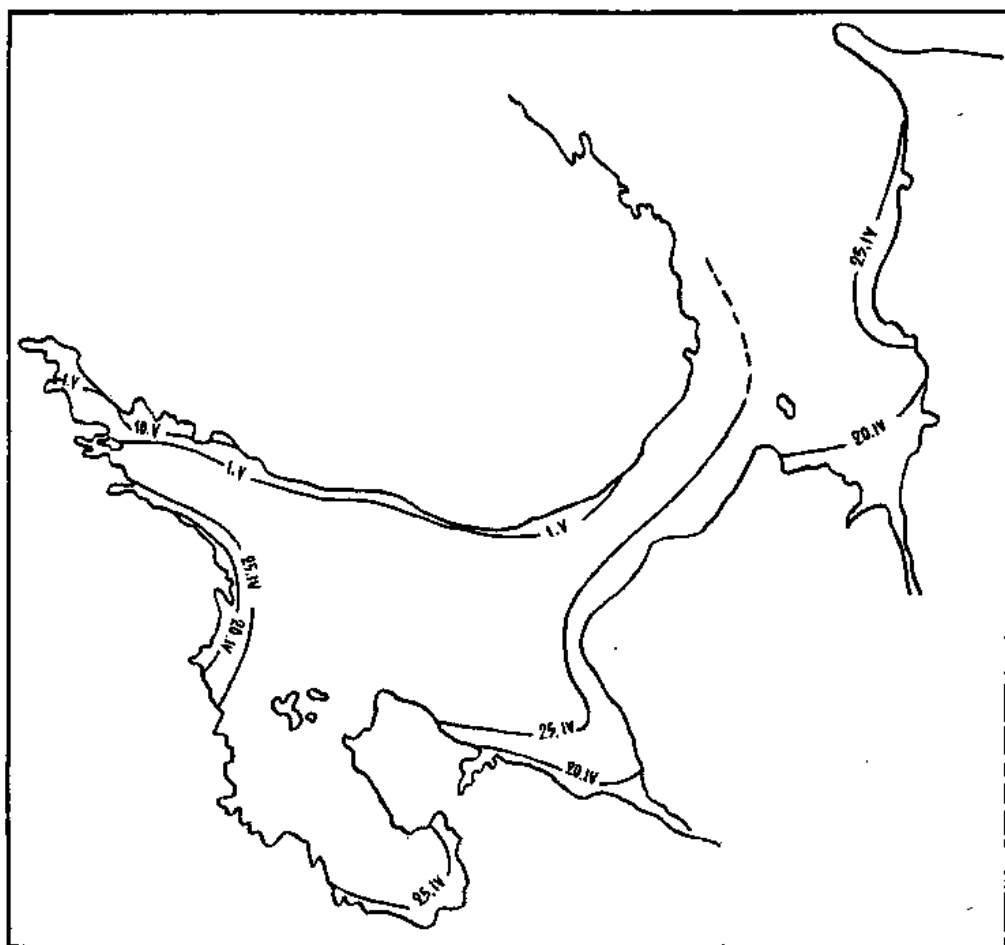
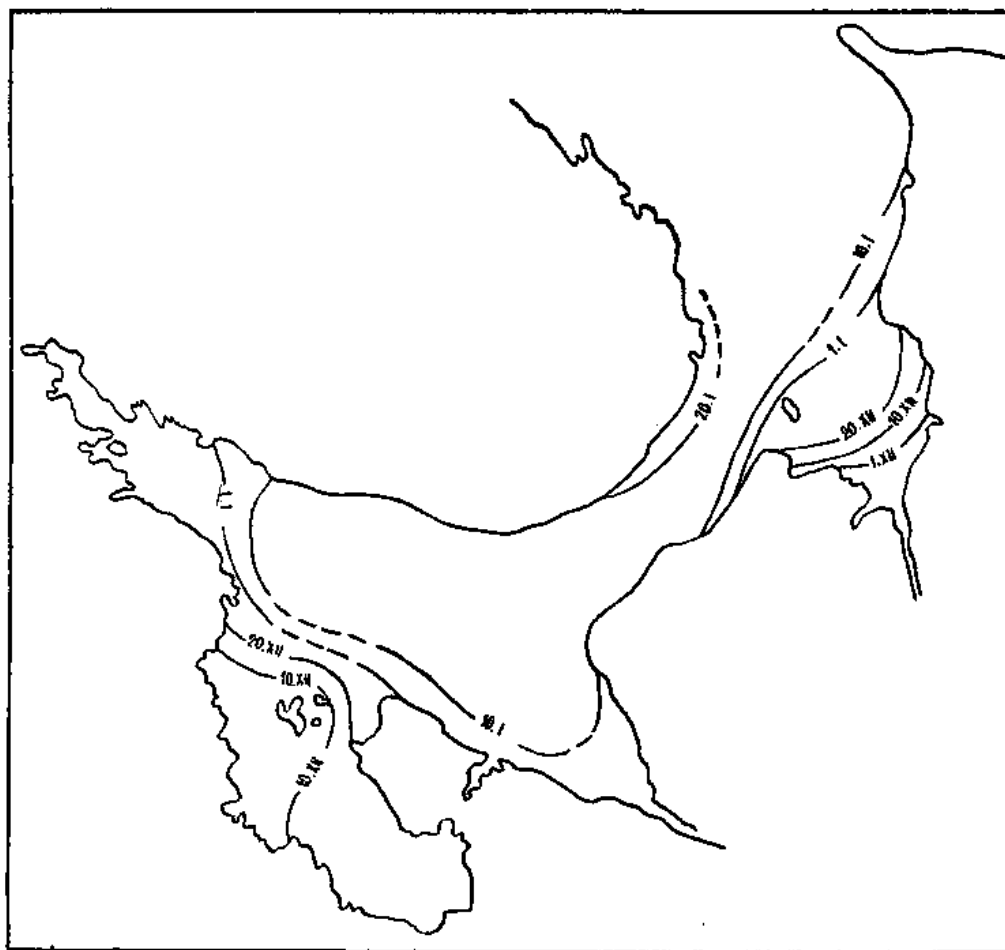


Рис. 9.26. Изохроны дат первого взлома припая.

Рис. 9.27. Изохроны дат исчезновения припая.

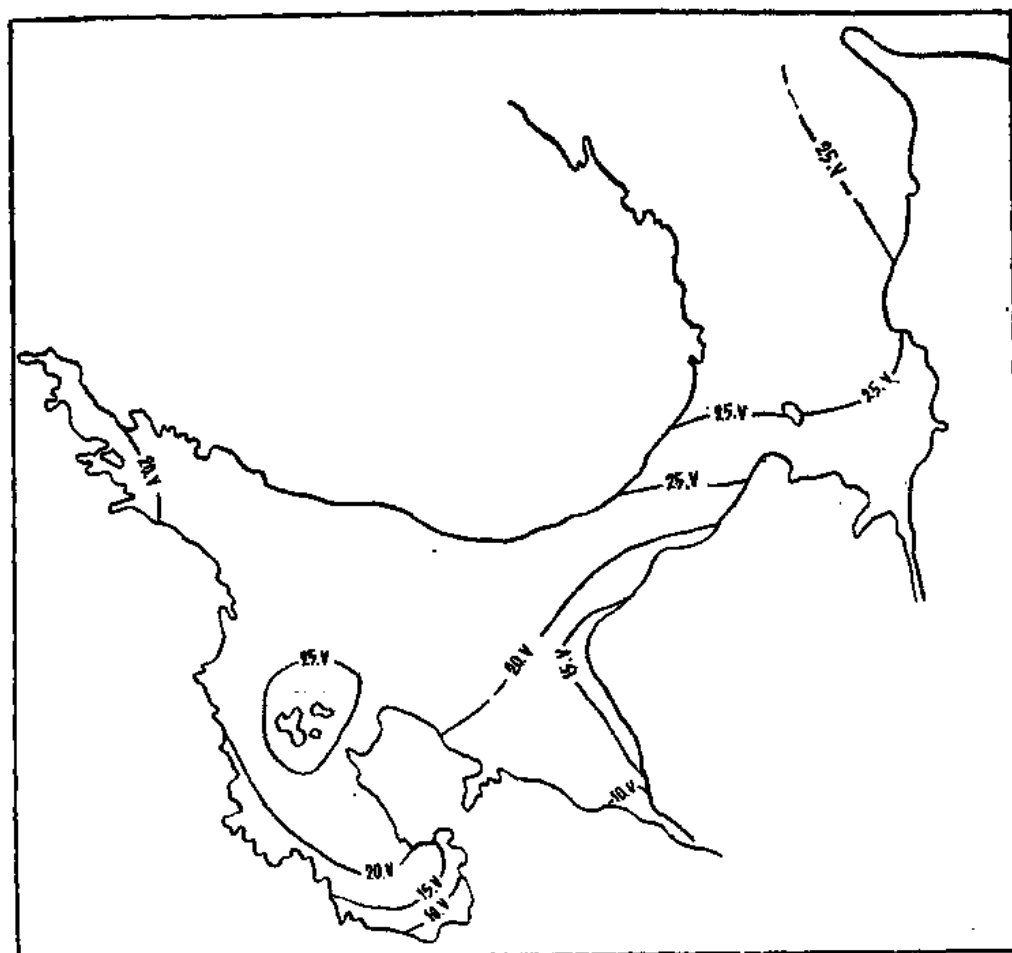
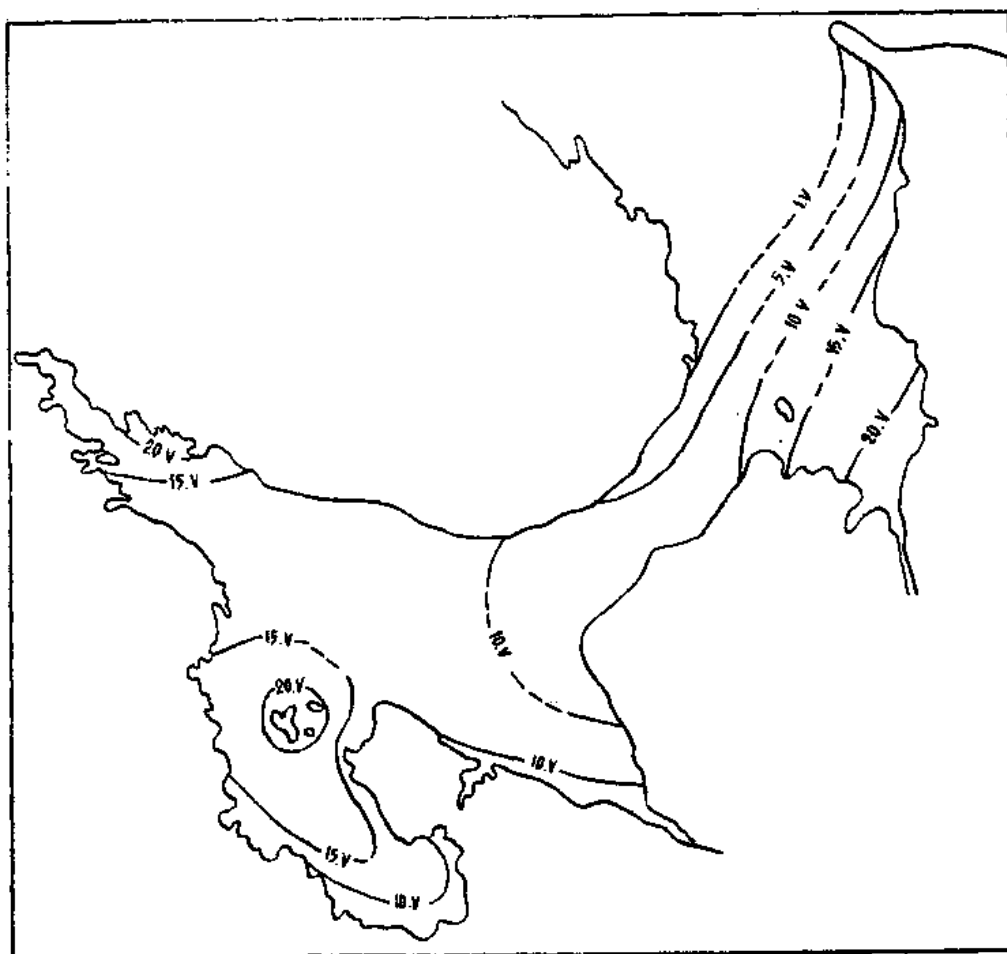


Рис. 9.28. Изохроны дат окончательного очищения ото льда.

их существенное различие (табл. 9.3). Использование соответствующих классическим робастных оценок положения, масштаба, асимметрии, эксцесса, вариации уточняет первые, поэтому в дальнейшем анализировались характеристики, полученные на основе квантильного анализа и итеративных методов оценивания данных.

Таблица 9.3

Статистические характеристики сроков исчезновения припая у гидрометеорологической станции Чаваньга

Характеристика	Робастные оценки	Классические оценки
Число наблюдений	38	38
Оценка положения* (дата)	11/V	8/V
Оценка масштаба**	203,52	286,23
Стандартное отклонение*** (дни)	19	17
Коэффициент:		
асимметрии	-0,02	-1,32
эксцесса	0,04	2,62
вариации	3,44	3,62
Минимум (дата)	12/III 1974	12/III 1974
Максимум (дата)	4/VI 1965	4/VI 1965
„Ящик с усами“:		
центр ящика (дата)	10/V	
медиана (дата)	10/V	
высота ящика (дни)	20	
Нижний квартиль (дата)	30/IV	
Верхний квартиль (дата)	20/V	
Барьеры:		
левый внутренний (дата)	31/III	
левый внешний (дата)	1/III	
правый внутренний (дата)	19/VI	
правый внешний (дата)	19/II	

* В качестве классической оценки приводится среднее арифметическое, а робастной — бивес-среднее;

** В качестве классической оценки приводится дисперсия, а робастной — бивес-дисперсия;

*** При расчете робастной оценки стандартного отклонения использовался t -критерий, полученный для 10 %-ного уровня значимости.

Наглядное представление о сроках наступления отдельных фаз осенних и весенних ледовых явлений в прибрежной части различных районов Белого моря дают изохроны средних многолетних дат начала ледовых явлений (рис. 9.23—9.28). В качестве средней многолетней оценки использовалась бивес-оценка среднего X^* . Изолинии на приведенных схемах оконтуривают зоны, где процессы ледообразования и разрушения льда начинаются прежде всего и позже всего. Построенные схемы подтверждают вывод о том, что появление льда в море прежде всего происходит в вершинах Двинского, Онежского и у восточного берега Мезенского залива. Раньше всего очищаются ото льда вершины Онежского и Двинского заливов, а позже всего — акватория моря, прилегающая к Соловецким островам, север Горла и Мезенского залива, южная, юго-западная часть Воронки.

Как отмечалось, робастный коэффициент эксцесса выборки распределенной по нормальному за-

кону, равен нулю. Чем больше отличен от нуля коэффициент эксцесса, тем более детерминирован процесс, которому принадлежит выборка [1]. В этой связи представляет определенный интерес проведение типизации гидрометеорологических станций (по каждой из указанных ледовых фаз) по значениям коэффициента эксцесса. Согласно проведенному анализу, наибольшей детерминированностью ледовых процессов как осенних, так и весенних, отличаются гидрометеорологические станции Терского берега и заливов Белого моря (табл. 9.4). Этот факт можно объяснить определяющим влиянием (на ход ледовых процессов) стока рек Онеги, Кеми, Мезени, Северной Двины и притока теплых и соленых баренцевоморских вод.

Таблица 9.4

Характеристика распределений дат наступления ледовых фаз по коэффициенту эксцесса

Коэффициент эксцесса	Осень	Весна
Аномально низкий	Архангельск, Мудьюг, Конушин, Кемь-Порт, Гридино, Чаваньга	Архангельск, Онега, Кемь-Порт, Разноволок, Абрамовский маяк, Соловки
Аномально высокий	Кашкаранцы, Жужмуй, Терско-Орловский	Кашкаранцы, Чаваньга, Пялица, Гридино

Результаты анализа робастных коэффициентов асимметрии в целом соответствуют приведенным выше выводам.

Для оценки пространственной изменчивости статистических характеристик дат ледовых явлений, по всем гидрометеорологическим станциям и соответствующим ледовым фазам были построены «ящики с усами» (рис. 9.29—9.35). Анализ полученных квантильных диаграмм позволил выделить следующее: 1) оценки положения (трехсредние значения) дат осенних ледовых фаз имеют большую (65—68 сут) изменчивость, чем соответствующие оценки дат весенних ледовых фаз (15—23 сут), т. е. весенние ледовые явления проходят дружнее осенних; 2) оценки масштаба обладают сезонной изменчивостью: наименьшими высотами «ящика» отмечаются даты первого появления льда и окончательного очищения (9—29 сут), а наибольшими — даты первого полного, устойчивого полного замерзания и первого взлома припая (9—41 сут), что, по-видимому, связано с увеличением веса фактора динамики вод для этих фаз в сравнении с другими; 3) наибольшими оценками масштаба отличаются гидрометеорологические станции Терского, Канда-лакшского, севера Карельского берегов, Зимнего берега Горла и Абрамовского берега, а также островные станции: Моржовец, Жужмуй, Жижгин, Соловки; наименьшими оценками масштаба отличаются станции, расположенные в вершинах заливов, вблизи устьев рек; 4) начало процессов ледообразования и ледоразрушения проходит в вершинах Онежского и Двинского заливов, однако первое полное и устойчивое полное замерзание в среднем раньше отмечается в Кандалакшском заливе, а устойчивое образование и первый взлом припая — у Абрамовского и Летнего берегов моря.

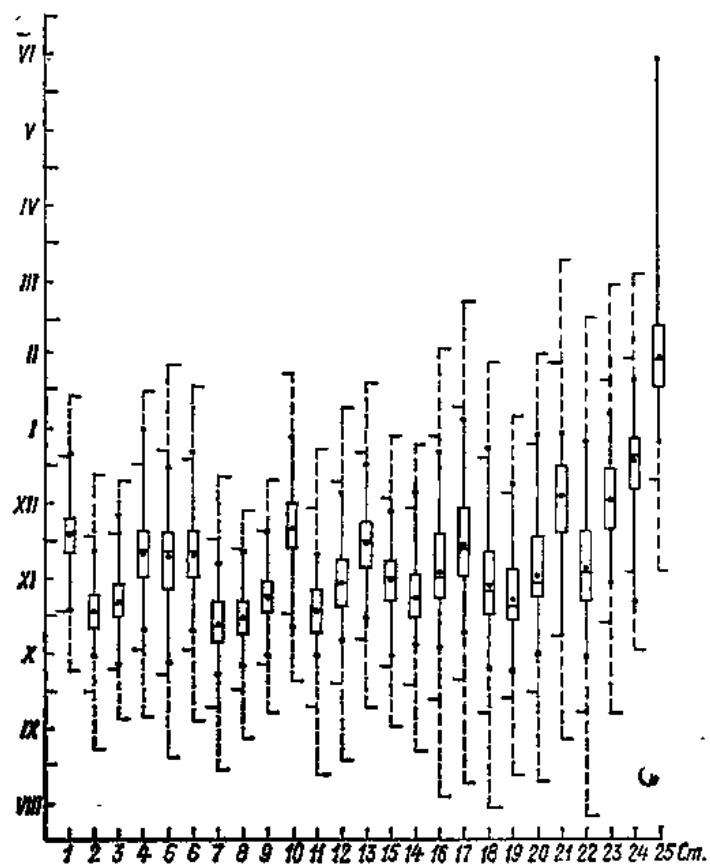


Рис. 9.29. Квантильные характеристики дат первого появления льда.

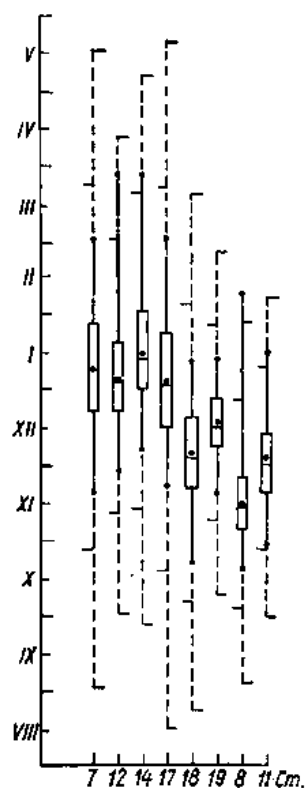


Рис. 9.31. Квантильные характеристики дат первого полного замерзания.

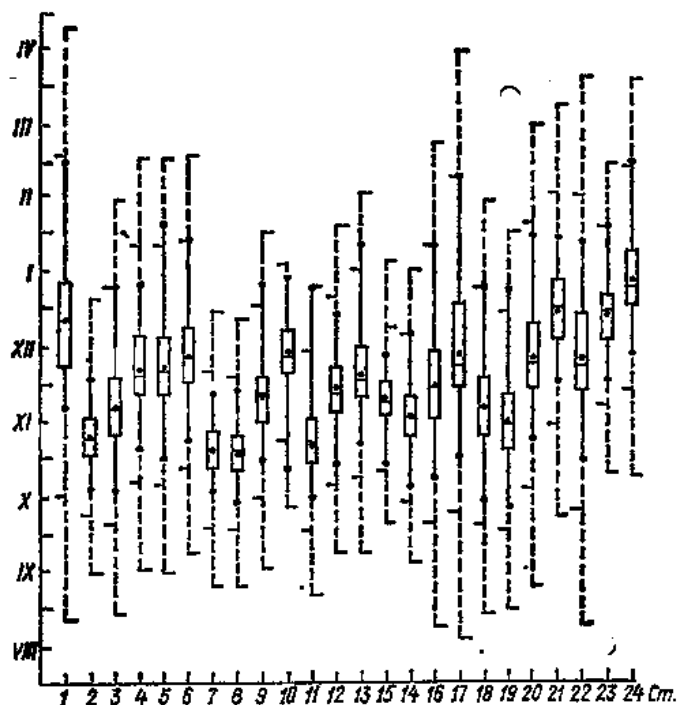


Рис. 9.30. Квантильные характеристики дат устойчивого появления льда.

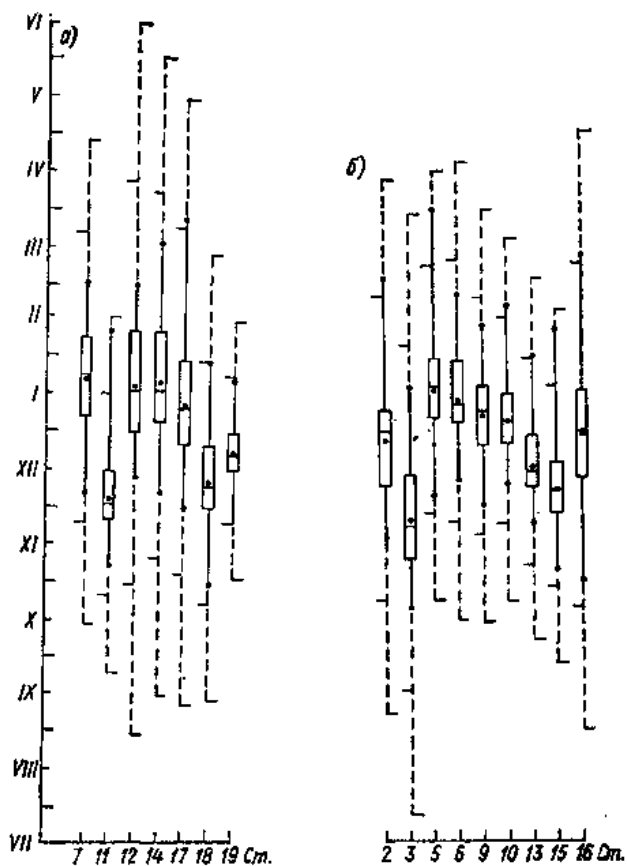


Рис. 9.32. Квантильные характеристики дат устойчивого полного замерзания (а) и устойчивого образования припая (б).

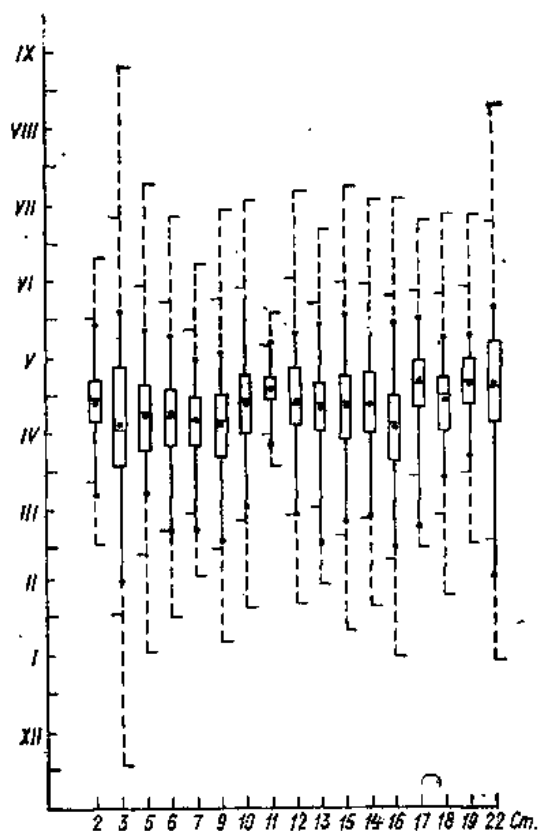


Рис. 9.33. Квантильные характеристики дат первого взлома припая.

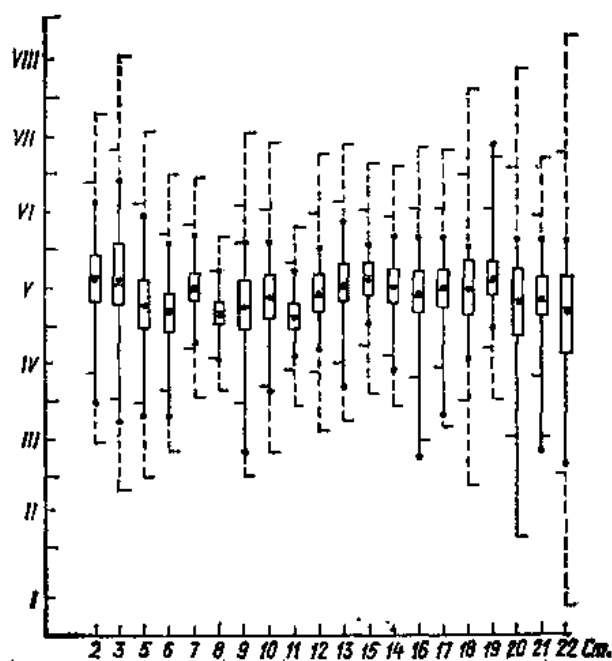


Рис. 9.34. Квантильные характеристики дат исчезновения припая.

9.3. Изменчивость основных элементов ледового режима

Анализ временных последовательностей ледовитости моря, границ распространения ледяного покрова и вероятности встречи льда, дат наступления фаз ледового режима позволяет сделать вывод о значительной внутрисезонной и межгодо-

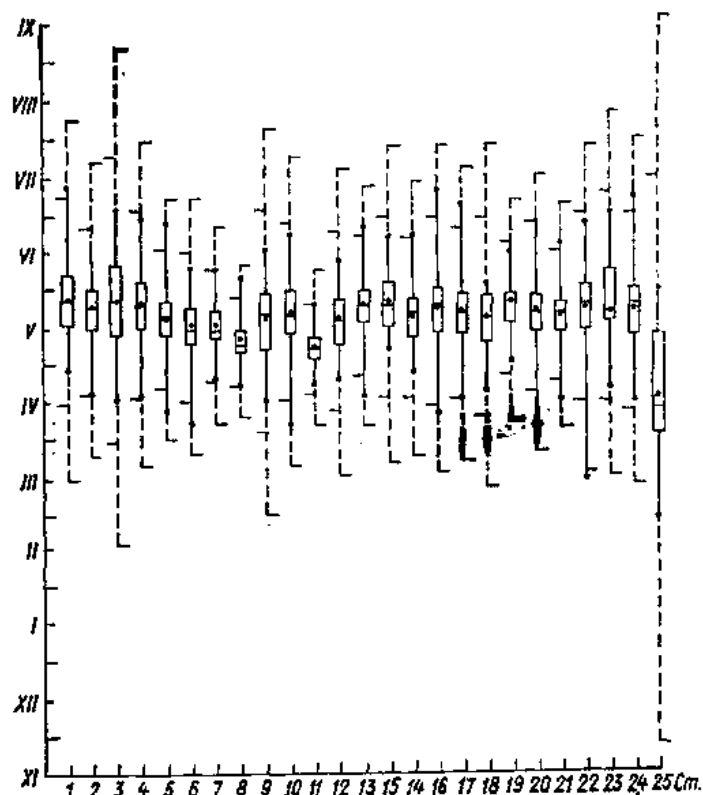


Рис. 9.35. Квантильные характеристики дат окончательного очищения ото льда.

вой изменчивости указанных элементов ледового режима. Освещению основных закономерностей изменчивости, а также факторов их обуславливающих, посвящен настоящий раздел.

Межгодовая изменчивость сроков наступления основных ледовых явлений и факторы, ее определяющие. Объем имеющихся материалов наблюдений за ледовыми явлениями в Белом море, а также современные разработки в области статистического анализа данных позволяют произвести районирование прибрежной зоны моря по межгодовой изменчивости дат ледовых явлений. С этой целью ряды дат ледовых явлений по соответствующим ледовым фазам подверглись корреляционному анализу.

Известно, что главной особенностью дисперсий и ковариаций является их квадратичная природа. Как видно из формул (9.7), (9.8), робастные оценки-аналоги не являются квадратичными функциями от данных, однако они так же, как и классические оценки, удовлетворяют основным ковариационно-дисперсионным тождествам. В этой связи в работе [143] была предложена формула расчета парного робастного коэффициента корреляции, которая и была использована для анализа:

$$\begin{aligned} \widehat{\text{corr}}(x, y) &= \frac{\widehat{\text{cov}}(x, y)}{\sqrt{\widehat{\text{var}}(x) \widehat{\text{var}}(y)}} = \\ &= \pm \frac{1}{\sqrt{1 + [\widehat{\text{var}}(y - \hat{y})] / [b^2 \widehat{\text{var}}(x)]}}, \quad (9.12) \end{aligned}$$

где $\widehat{\text{cov}}(x, y)$ — ковариация между выборками случайных величин $(x$ и $y)$; b — коэффициент однопараметрической регрессии, рассчитанной итеративным линейным методом наименьших квадратов

(модель $y_i = a + bx_i$). Знак $\hat{\text{согг}}$ (x, y) совпадает со знаком b .

Согласно приведенной формуле, между синхронными, равновеликими (40 значений) выборками дат основных ледовых явлений были рассчитаны матрицы парных коэффициентов корреляции. Анализ матриц показал их отличие от соответствующих классических, рассчитанных по классической схеме. Фоновый коэффициент робастных матриц значительно выше соответствующего фона классических матриц. Это соответствует применяемой методике расчета, придающей минимальные веса экстремальным, а максимальные — близким к центру значениям выборки. Высокий фоновый коэффициент корреляции, по-видимому, объясняется и естественными особенностями исследуемого района, а именно: небольшими размерами Белого моря, ледяной покров которого практически синхронно отражает воздействие крупномасштабных факторов. В этой связи с целью районирования моря по межгодовой изменчивости дат ледовых явлений матрицы робастных коэффициентов связи подвергались процедуре факторного анализа [76], а именно: поиску разбиения множества объектов на непересекающиеся классы, дающего максимум функционалу качества разбиения (сумма «внутренних» связей, за вычетом некоторого порогового значения, характеризующего существенность связей).

Корреляционный и факторный анализ позволил выделить следующее: 1) фоновый коэффициент матриц коэффициентов связи весенних ледовых явлений выше соответствующего фона осенних ледовых явлений — процессы ледоразрушения по морю

проходят дружнее, чем процессы ледообразования; 2) преобладание в районировании между процессами ледонакопления и ледоразрушения отсутствует, такая преобладание прослеживается в районировании между ледовыми фазами каждого из процессов; 3) существует синхронность межгодовых колебаний дат первого появления льда у гидрометеорологических станций: Жужмуй, Ковда, Кашкаранцы, что частично подтверждается ранее полученными данными [159]; 4) большинство групп гидрометеорологических станций, выделенных по знаку и числовому значению коэффициента эксцесса, а также по признаку модальности распределений, сохраняется при районировании по коэффициентам связи (табл. 9.5).

Районирование, выполненное на основе факторного анализа позволило по каждому из выделенных районов выбрать реперные станции, отличающиеся наибольшими коэффициентами связи и периодами наблюдений (табл. 9.6).

В дальнейшем с целью анализа изменчивости дат ледовых явлений использовались элементы теории периодически коррелируемых процессов, так как наибольшая продолжительность имеющихся данных, а также пропуски в них делают невозможным использование спектрального анализа.

По непрерывным последовательностям дат ледовых явлений (первое появление льда, устойчивое появление льда, первый взлом припая (ледоход), исчезновение припая, окончательное очищение) выделенных реперных станций были рассчитаны значения критерия Аббе [83], позволяющего установить присутствие линейного тренда. Проведенные

Таблица 9.5

Районирование гидрометеорологических станций Белого моря по робастным парным коэффициентам связи

Первое появление льда, 0,65*	Устойчивое появление льда, 0,70	Первое полное замерзание, 0,67	Устойчивое полное замерзание, 0,67	Устойчивое образование припая, 0,65	Первый взлом припая, 0,65	Исчезновение припая, 0,70	Окончательное очищение, 0,60
Архангельск, Мудьюг, Онега, Кемь-Порт, Мыс Конушин, Абрамовский маяк, Унскый маяк, Зимнегорский маяк, Инцы, Моржовец, Соловки, Гридино, Канин Нос, Разнаволоок, Жижгин, Сосновец, Пялица, Чаваньга, Кандалакша, Жужмуй, Кашкаранцы, Ковда, Терско-Орловский, Святой Нос, Умба	Абрамовский маяк, Мудьюг, Архангельск, Онега, Мыс Конушин, Зимнегорский маяк, Инцы, Моржовец, Канин Нос, Жижгин, Жужмуй, Ковда, Чаваньга, Унскый маяк, Разнаволоок, Кемь-Порт, Соловки, Гридино, Кандалакша, Умба, Кашкаранцы, Пялица, Сосновец, Терско-Орловский	Разнаволоок, Ковда, Кандалакша, Умба, Кемь-Порт, Мудьюг	Мудьюг, Разнаволоок, Ковда, Кандалакша, Умба, Кемь-Порт	Мыс Конушин, Соловки, Жужмуй, Унскый маяк, Жижгин, Гридино, Инцы, Зимнегорский маяк, Абрамовский маяк	Мыс Конушин, Жужмуй, Мудьюг, Зимнегорский маяк, Соловки, Инцы, Гридино, Кемь-Порт, Абрамовский маяк, Унскый маяк, Разнаволоок, Ковда, Кандалакша, Умба, Жижгин, Пялица	Кашкаранцы, Чаваньга, Пялица, Кандалакша, Соловки, Зимнегорский маяк, Инцы, Гридино, Кемь-Порт, Жужмуй, Абрамовский маяк, Унскый маяк, Разнаволоок, Ковда, Умба, Жижгин, Мыс Конушин, Мудьюг	Канин Нос, Мыс Конушин, Абрамовский маяк, Инцы, Моржовец, Зимнегорский маяк, Разнаволоок, Жужмуй, Кемь-Порт, Соловки, Гридино, Ковда, Архангельск, Мудьюг, Онега, Кашкаранцы, Чаваньга, Терско-Орловский, Унскый маяк, Жижгин, Умба, Пялица, Кандалакша, Сосновец, Святой Нос

* Приведен пороговый коэффициент существенности связей разбиений.

расчеты выявили тренд в последовательностях дат начала осенних ледовых явлений (Ины, Архангельск, Ковда, Кандалакша, Пялица), что можно объяснить глобальными изменениями климата в Северном полушарии, проявляющимися в ледовом режиме моря прежде всего посредством стока рек и притока баренцевоморских вод. Общностью причин, предопределяющих изменчивость дат ледовых явлений, можно объяснить существование одинако-

действием множества гидрометеорологических факторов различного пространственного и временного масштаба. Известно, что в основе этой изменчивости лежит крупномасштабный процесс взаимодействия системы океан—атмосфера [133, 157]. Океан, обладая большой тепловой инерцией, стремится привести воздушные массы над ним в равновесие с собственным тепловым полем, приспосабливаясь, в свою очередь, к изменениям в атмосфере. Атмос-

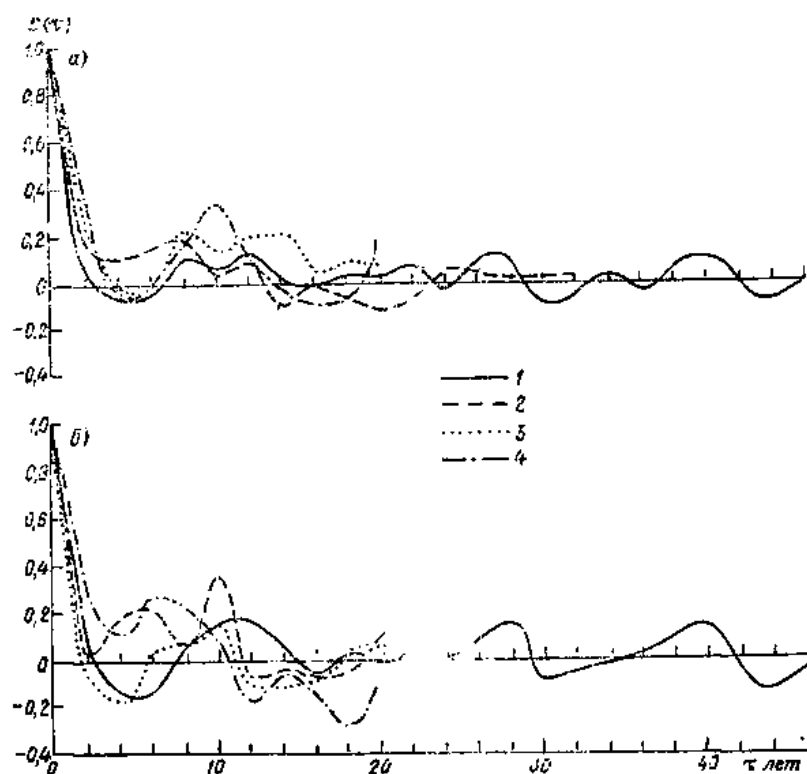


Рис. 9.36. Автокорреляционные функции дат наступления некоторых ледовых фаз на реперных гидрометеорологических станциях.

а — первое появление льда: 1 — Архангельск, 2 — Ины, 3 — Пялица, 4 — Ковда; б — устойчивое появление льда: 1 — Архангельск, 2 — Моржовец, 3 — Соловки, 4 — Пялица.

вых короткопериодных (3—5 лет) колебаний, свойственных станциям Терского, севера Карельского берегов, устьевым, приустьевым станциям. Колебания с периодом 11—13, 15—16 лет свойственны последовательностям дат ледовых явлений на всей акватории моря, что, вероятно, говорит об их климатической природе (рис. 9.36, 9.37).

Как уже упоминалось выше, изменчивость ледовых процессов Белого моря обусловлена взаимо-

фера, адаптируясь к тепловому полю океана, подвергается более быстрым, чем океан, изменениям как в пространстве, так и во времени. При адаптации атмосферы наиболее быстро приспосабливается температура и давление ее нижних слоев.

В течение года температура поверхностного слоя (ТПС) Атлантики, оказывающая влияние на формирование ледово-гидрологических условий на морях Северо-Европейского бассейна, не остается по-

Таблица 9.6

Коэффициент связи для реперных гидрометеорологических станций районов, выделенных при факторном анализе (см. табл. 9.5)

Станция	Появление льда		Полное замерзание		Устойчивое образование припая	Первый взлом припая	Исчезновение припая	Окончательное очищение ото льда
	первое	устойчивое	первое	устойчивое				
Архангельск	0,89	0,86						0,90
Ины	0,79							
Зимнегорский маяк								0,86
Моржовец		0,81						
Соловки		0,76				0,97		0,86
Жижгин					0,81			
Жужмуй					0,79			
Разнаволоок				0,87		0,80	0,84	
Кемь-Порт								
Ковда	0,76					0,80	0,81	0,85
Кандалакша			0,87					
Кашкаранцы								
Пялица	0,79	0,82						

Примечание. Приводятся средние по выделенному району коэффициенты связи.

стоянной. Возникающие аномалии, особенно к северу от 40° с. ш., в весенне-летний период во многом определяют ледовые условия наступающего осенне-зимнего сезона.

С другой стороны, аномалии ТПС Северной Атлантики видоизменяют характер атмосферной циркуляции.

но доказал, что уменьшение зависимости крупномасштабных аномалий полей атмосферного давления от аномалий температуры воды зимой связано с увеличением в это время зависимости аномалий атмосферного давления от градиента температуры океан — континент. Последнее согласуется с характером

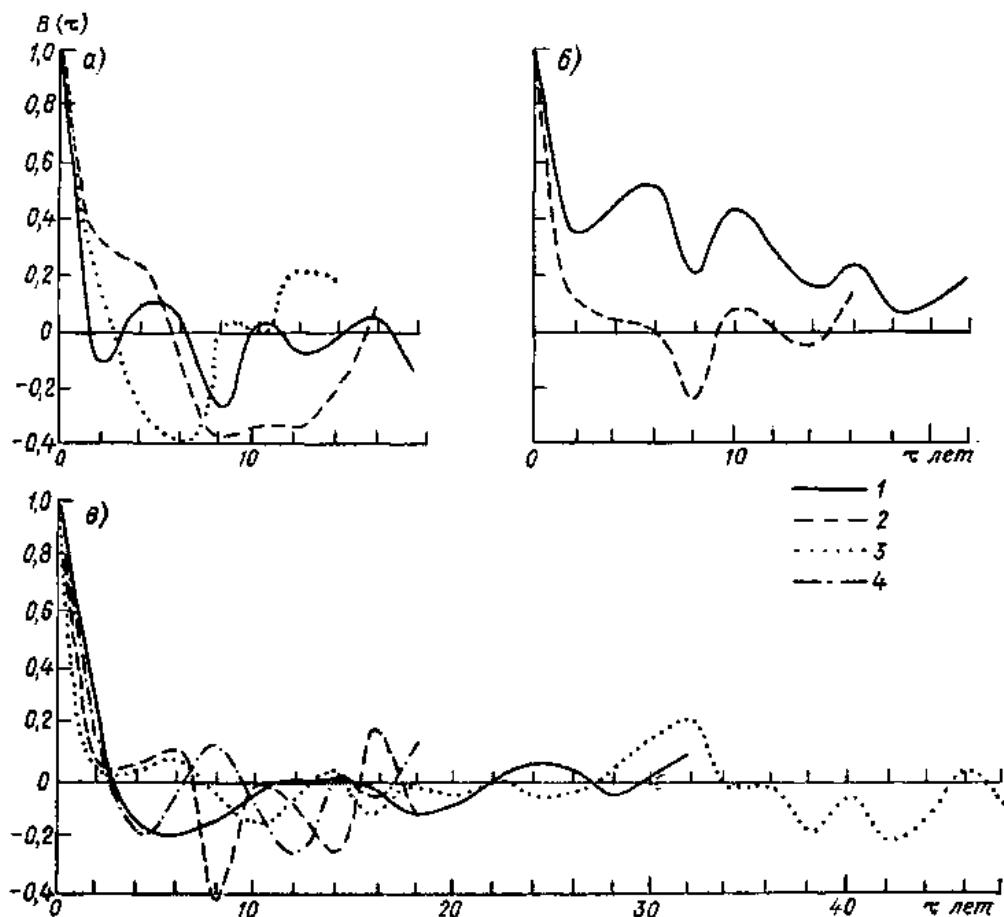


Рис. 9.37. Автокорреляционные функции дат наступления некоторых ледовых фаз.

а — первый взлом припая: 1 — Соловки, 2 — Разнаволок, 3 — Ковда; б — исчезновение припая: 1 — Кандакш, 2 — Кей-Порт; в — окончательное очищение от льда: 1 — Зимнегорский маяк, 2 — Соловки, 3 — Архангельск, 4 — Кашкаранцы.

куляции арктических и континентальных воздушных масс, сказываясь тем самым на ледовом режиме Белого моря.

Известно, что раннее появление льда на морях севера европейской части СССР наблюдается при меридиональном переносе воздушных масс с Севера. В годы с преобладанием зонального переноса ледовые явления здесь наступают позже обычного [63]. Отмечено, что увеличение положительных аномалий температуры воды в Северной Атлантике в летний период обуславливает ранние сроки осенних ледовых явлений Баренцева и Белого морей [63]. С ростом таких аномалий отдача тепла океаном в атмосферу увеличивается, что способствует усилению гребня высокого давления над Атлантикой и ослаблению зонального переноса теплых воздушных масс на европейской части СССР. Поэтому возрастает интенсивность меридионального переноса над Атлантикой, усиливается циклоническая деятельность, приводящая к затакам холодного воздуха с Севера, что предопределяет быстрое выхолаживание вод и ранние сроки появления льда.

Как показали исследования А. И. Угрюмова [145], аномалии температуры воды в Северной Атлантике имеют тесные синхронные связи с аномалиями крупномасштабных атмосферных полей в теплое полугодие. В холодное время года эти связи ослаблены. Автор работы [145] количествен-

тером атмосферной циркуляции над севером европейской части СССР в зимний период, отличающейся усиленной циклонической деятельностью над Норвежским и Баренцевым морями в направлении азиатского (сибирского) максимума, а также частыми тыловыми вхождениями арктических антициклонов. Тыловые вхождения антициклонов характерны для всех зимних месяцев, однако устойчивая антициклоническая погода над севером европейской части СССР отмечается в январе — феврале, что связано с наибольшей повторяемостью в это время мощных малоподвижных антициклонических образований.

Развитие синоптических процессов обуславливает неустойчивую погоду над севером европейской части СССР в зимний период — частые сильные ветры, резкие смены сравнительно теплых юго-западных воздушных масс холодными северными, следствием чего является чередование периодов интенсивного ледообразования и динамики льдов в Белом море.

Весной происходит структурная перестройка барического поля из-за смены знака радиационного баланса от зимы к лету с минуса на плюс, четко выраженная в высоких и средних широтах.

По данным работы [144], годовой ход средней широтной температуры (а отсюда — и планетарного градиента) в верхней тропосфере — нижней

стратосфере является функцией аналогичных изменений ее радиационного баланса, переход через нуль которого отмечается в феврале — марте. В приземных слоях атмосферы районов севера европейской части СССР этот переход отмечается в апреле — мае. Развитие атмосферных процессов у Земли в этих широтах происходит под влиянием циклонической деятельности, развивающейся над севером Европы, но главным образом под воздействием тепла из районов Средиземного и Черного морей. Над северными морями устанавливается фон повышенного давления, преобладающий зимой юго-западный перенос воздушных масс меняется на северный, северо-восточный, с чем связано существование волн континентального тепла и штормовых ветров северных румбов. Такая синоптическая обстановка предопределяет механическое разрушение беломорских льдов и их интенсивное таяние.

Учитывая географическое положение Белого моря, согласованность сезонных изменений его ледовых условий и характера атмосферной циркуляции над Атлантико-Евразийским сектором, было решено произвести анализ полей приземного атмосферного давления над Северным полушарием с целью поиска факторов, определяющих сроки наступления основных ледовых явлений, отмечаемых в прибрежной части Белого моря. Для этого поля среднего месячного атмосферного давления, заданного в узлах сеточной области (5° по параллели и 10° по меридиану) выбирались согласно следующему пространственному масштабу: $40\text{--}85^\circ$ с.ш.; 60° з.д. — 120° в.д., за январь — декабрь 1938—1984 гг. Выбор масштаба продиктован характером атмосферной циркуляции, центрами которой являются: исландский минимум, азорский и азиатский максимумы, районы Арктики.

Принимая во внимание небольшие размеры Белого моря, районы которого подвержены одновременному воздействию крупномасштабных изменений климата, по каждой из пяти выбранных ледовых фаз, отмечаемых на реперных гидрометеорологических станциях выделенных районов, был произведен расчет средних (между станциями) дат наступления соответствующей ледовой фазы. Рассчитанные таким образом даты несут в себе обобщенную (для моря) качественную характеристику их межгодовой изменчивости, не обладая индивидуальными особенностями изменчивости каждого из районов. Длина рядов рассчитанных дат колебалась в пределах 39—57 значений (1938—1984), последовательности дат были непрерывными.

По рядам рассчитанных дат наступления пяти ледовых фаз были вычислены оценки положения (бивес-оценка среднего) и масштаба (устойчивый аналог стандартного отклонения с уровнем значимости $\alpha=5\%$). На основе полученных оценок рассчитывались нормы (оценка положения $\pm$ оценка масштаба), согласно которым была произведена типизация дат в соответствии с двумя градациями (типами): «раньше нормы», «позже нормы».

Для анализа полей атмосферного давления использовался метод элементарного дискриминантного анализа [62]. Согласно методу поля атмосферного давления, также как и даты ледовых явлений (и в соответствии с ними), разбивались на две группы. По каждой группе для каждого узла сеточной области рассчитывались медианные оценки давления, после чего вычислялась разность этих оценок (ΔP) между одноименными узлами, харак-

теризующая различия между группами полей. Выбор медиан для оценки многолетних характеристик давления обусловлен сравнительно небольшой длиной рядов дат (9—15 лет для типа «раньше нормы», 11—20 лет для типа «позже нормы»).

По полученным совокупностям величины ΔP проводились изолинии равных положительных и отрицательных значений. Положительная величина ΔP означает, что в данном узле в годы с поздним наступлением ледовой фазы давление в среднем выше, чем в годы с ранним ее наступлением. Отрицательная величина свидетельствует о том, что в годы с поздним наступлением ледовой фазы давление в данном узле сетки несколько ниже, чем в годы с ранним ее наступлением. Из этого следует, что разность давления между узлами сетки с экстремальными значениями ΔP может служить предсказателем дат наступления ледовых фаз в прибрежной зоне Белого моря.

С целью выделения информативных узлов экстремальных зон ΔP , были рассчитаны робастные коэффициенты корреляции между рядами нормированных величин разности атмосферного давления (по всем парам узлов, попавших в соответствующие экстремальные зоны) и нормированными рядами дат. Корреляционному анализу подвергались поля давления за апрель — октябрь, ноябрь — март, совместно с датами осенних и весенних ледовых явлений, соответственно. Максимальные коэффициенты связи и соответствующие им межтиповые разницы полей атмосферного давления приведены на рис. 9.38—9.46.

Как видно из рис. 9.38, максимальная синхронность межгодовых колебаний давления и дат первого появления льда отмечается в октябре. Физические особенности фазы первого появления льда, обусловленной больше атмосферными, нежели гидрологическими процессами, дают объяснение этому факту.

Как уже отмечалось, ледообразование в Белом море начинается в мелководных и распресненных заливах моря. Небольшие глубины этих районов способствуют интенсивному атмосферному выхолаживанию вод осенью. Поэтому временной интервал между первым и устойчивым появлением льда здесь невелик (рис. 9.29, 9.30). В глубоководных районах моря ледообразование начинается в более поздние сроки и происходит в условиях неустойчивой стратификации вод, когда небольшая поверхностная часть деятельного слоя охладится до температуры замерзания. Осенняя динамика и конвективное перемешивание вод способствует отдаче тепла деятельного слоя в атмосферу и только при условии охлаждения всего слоя до температур, близких к температуре замерзания, ледообразование становится устойчивым. Поэтому временной интервал между первым и устойчивым появлением льда в прибрежной части центральных районов моря достаточно велик (рис. 9.29, 9.30).

Учитывая вышесказанное, становится понятной зависимость между датами первого появления льда, в среднем по морю отмечающимися в октябре — ноябре, и полями атмосферного давления в октябре. Синоптическая обстановка на европейской части СССР в осенний период в основном зависит от процесса взаимодействия исландского минимума и азорского максимума [28], чем можно объяснить высокий коэффициент корреляции между разностью давлений на концах выбранного

«створа» и датами первого появления льда (см. рис. 9.38).

Поскольку устойчивое появление льда в большей степени зависит от теплозапаса вод, по-види-

т. е. от даты устойчивого перехода температуры воды через 0°C весной, в среднем отмечающейся в апреле. Переход температуры воды через 0°C зависит от времени перестройки весенних атмосфер-

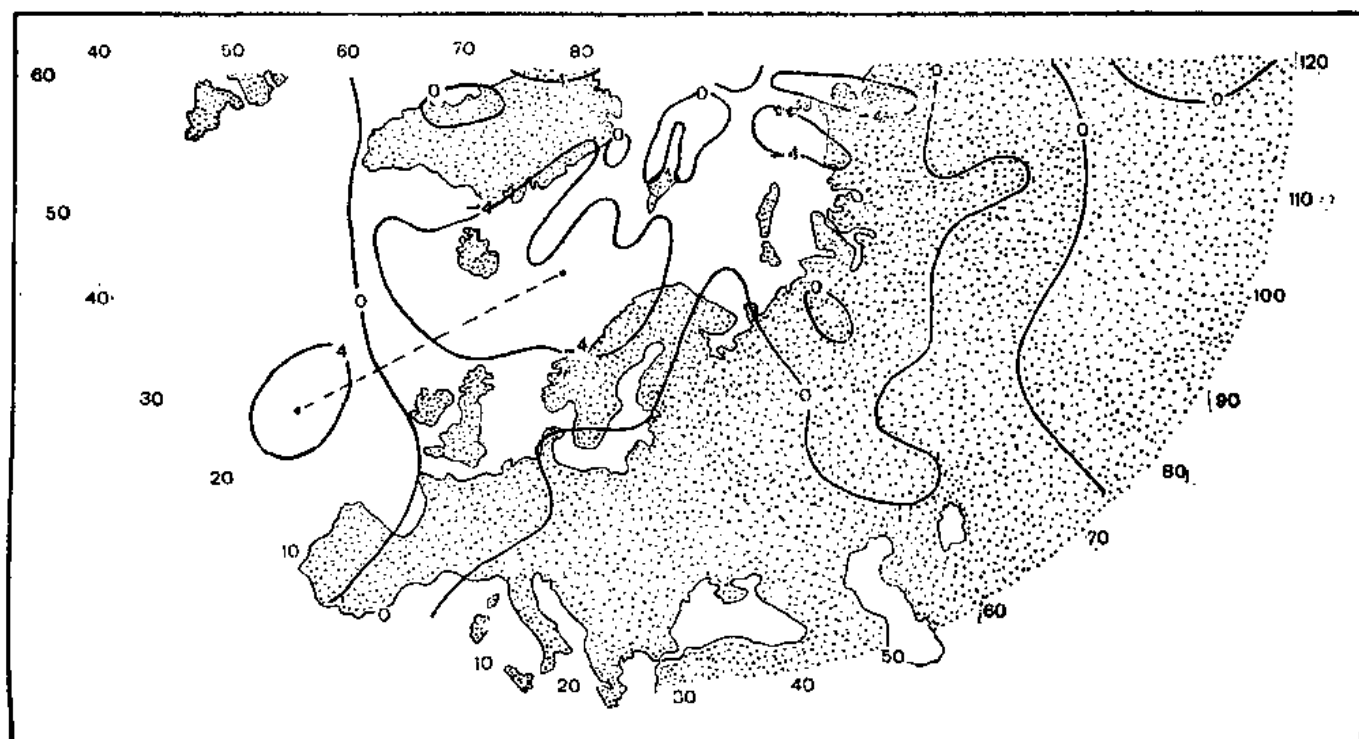


Рис. 9.38. Межитиповая разница полей атмосферного давления (октябрь) для дат первого появления льда, гПа. Пунктиром обозначен створ, имеющий наибольший коэффициент связи ($r = 0,88$) с датами первого появления льда.

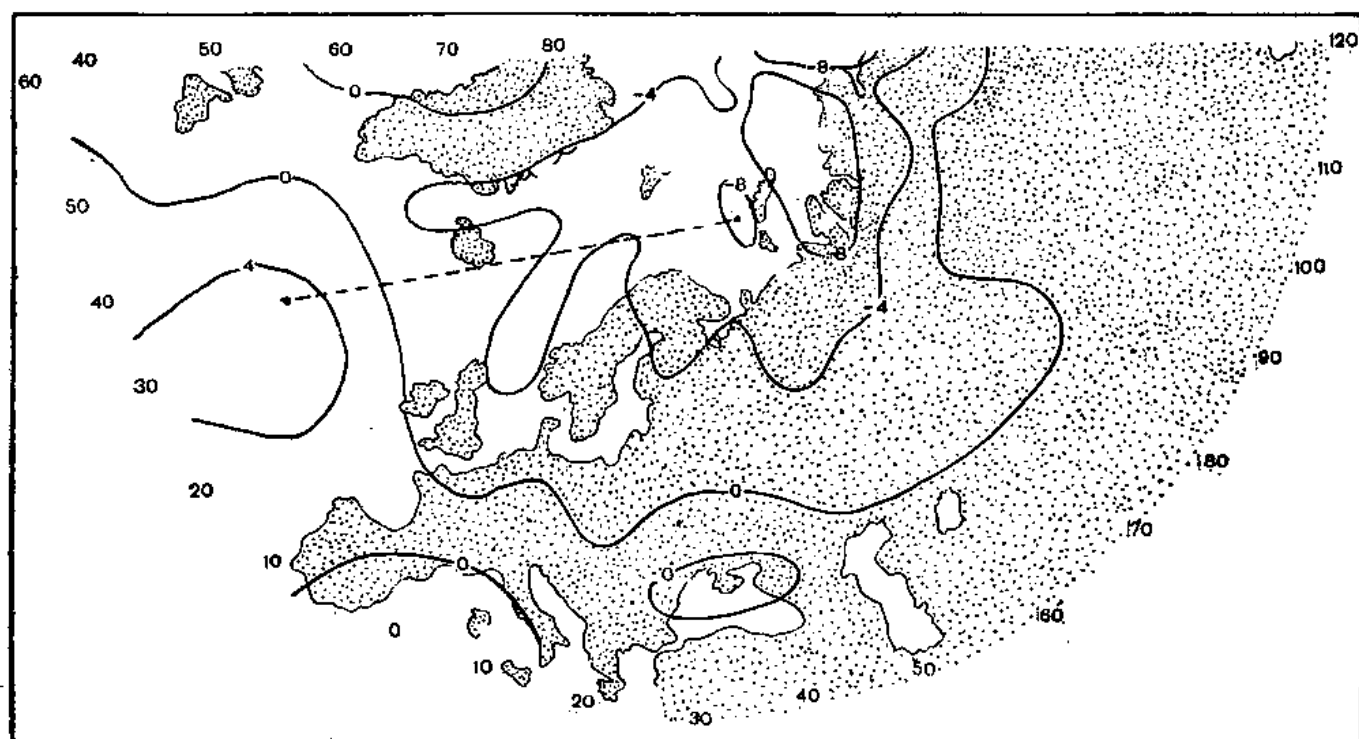


Рис. 9.39. Межитиповая разница полей атмосферного давления (апрель) для дат устойчивого появления льда, гПа. Пунктиром обозначен створ, имеющий наибольший коэффициент связи ($r = 0,72$) с датами устойчивого появления льда.

мому, ощущает связь между датами устойчивого ледообразования и размером и временем наступления летнего пика прогрева вод. Из работы [20] следует, что время наступления максимума теплозапаса зависит от даты очищения моря от льдов,

ных процессов на летние, поэтому понятна зависимость дат устойчивого появления льда от атмосферного давления в апреле (см. рис. 9.39).

Теплозапас вод Белого моря достигает своего максимума, как правило, в конце июля — середине

августа [153], поэтому связь дат устойчивого появления льда с разностью давления в июле, обуслов-

Евразии, что находит свое подтверждение выбором «створов» максимальной корреляции в апреле и

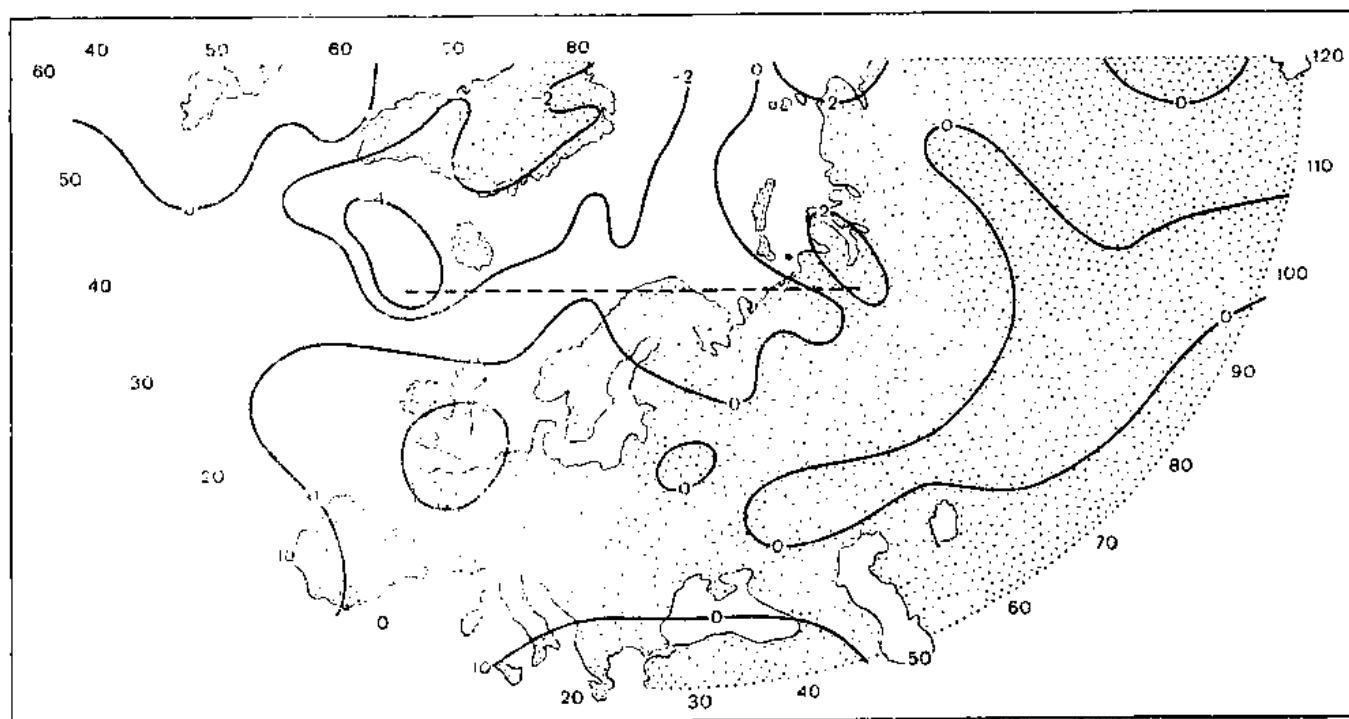


Рис. 9.40. Межтиповая разница полей атмосферного давления (июль) для дат устойчивого появления льда, гПа. Пунктиром обозначен створ, имеющий наибольший коэффициент связи ($r = 0,72$) с датами устойчивого появления льда.

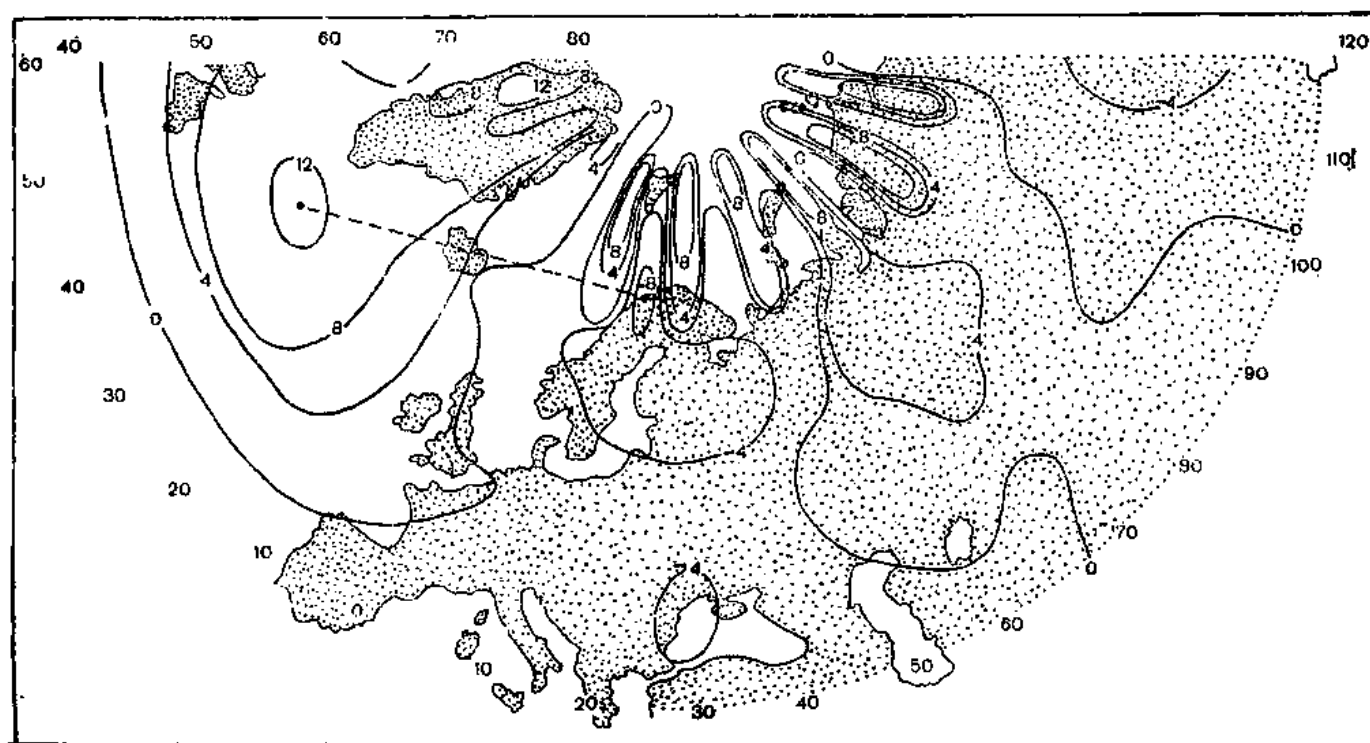


Рис. 9.41. Межтиповая разница полей атмосферного давления (январь) для дат первого взлома припая, гПа. Пунктиром обозначен створ, имеющий наибольший коэффициент связи ($r = 0,72$) с датами первого взлома припая.

ливающего интенсивность роста прогрева, является вполне объяснимой (см. рис. 9.40).

В работе [55] отмечено, что основными центрами атмосферной циркуляции над европейской частью СССР в теплый период года являются районы Северной Атлантики и арктическая область

июле. Как указывалось в работах [58, 158], существует определенная зависимость между температурой воздуха в западном секторе Арктики и датами весенних ледовых явлений в Белом море. Е. Н. Шеголева установила [159] четкую связь между температурой воздуха в зимний период на

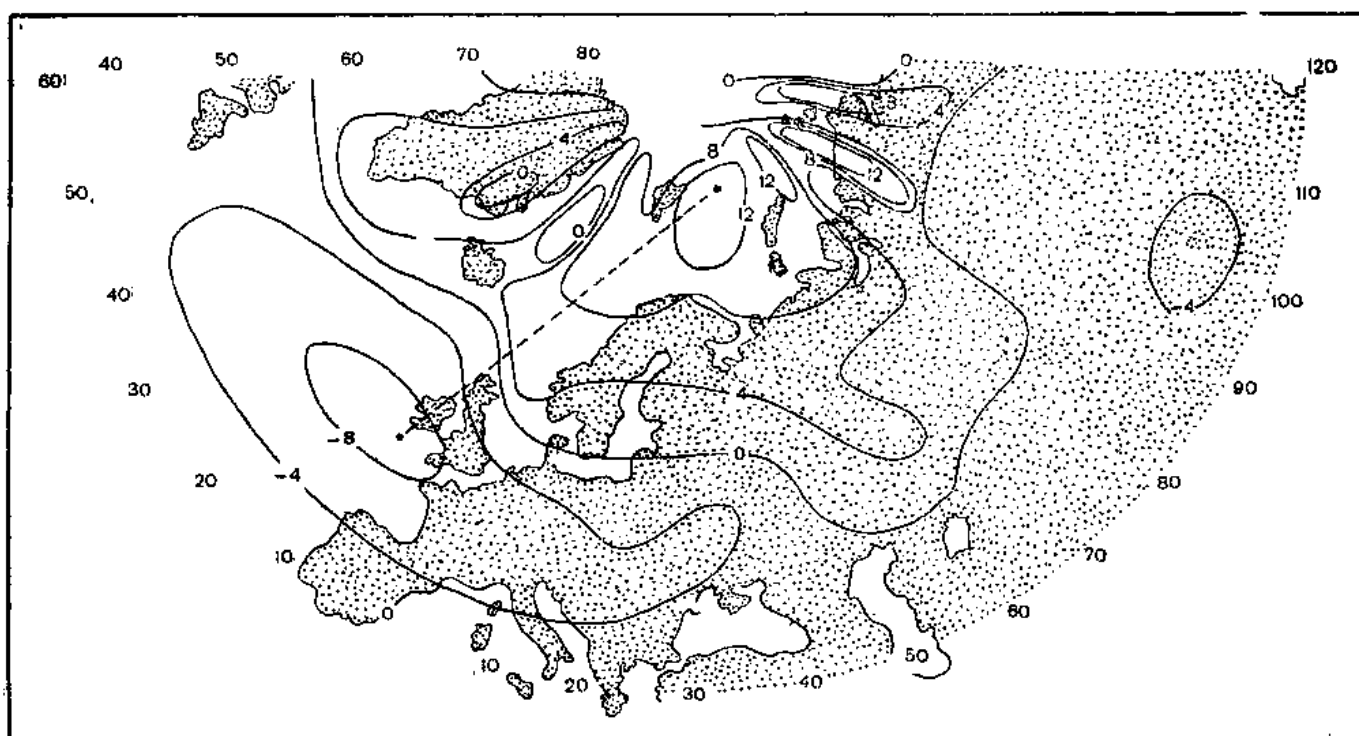


Рис. 9.42. Межтиповая разница полей атмосферного давления (март) для дат первого взлома припая, гПа.
Пунктиром обозначен створ, имеющий наибольший коэффициент связи ($r = 0,72$) с датами первого взлома припая.

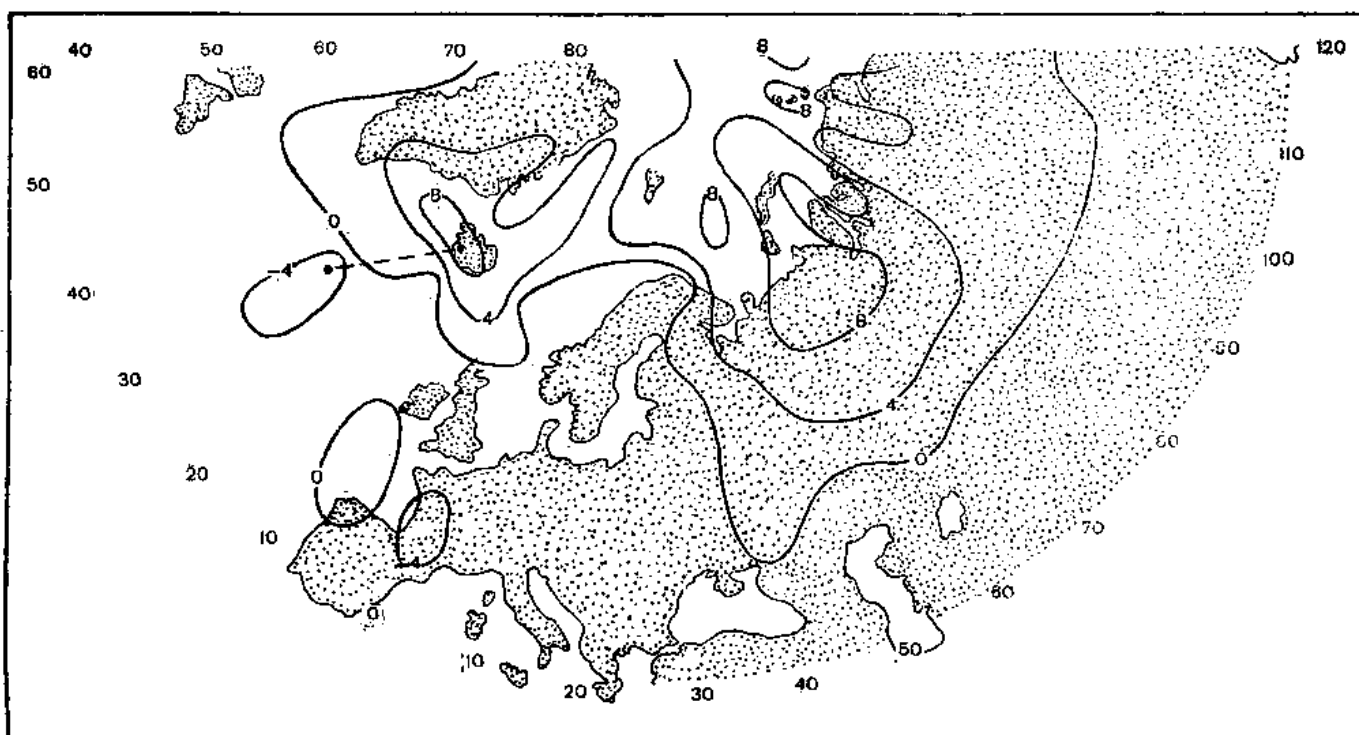


Рис. 9.43. Межтиповая разница полей атмосферного давления (февраль) для дат исчезновения припая.
Пунктиром обозначен створ, имеющий наибольший коэффициент связи ($r = 0,72$) с датами исчезновения припая.

считали сплоченность льда в месяцы, предшествующие его разрушению, одним из важных факторов, определяющих сроки разрушения и исчезновения ледяного покрова. Элементарный дискриминантный анализ и корреляционный анализ полей атмосферного давления и дат начала весенних фаз ледового режима частично подтверждает эти выводы.

(рис. 9.41, 9.42). Дата взлома припая обусловлена толщиной льда (точнее, зимним выхолаживанием) и ходом весенних морских термодинамических процессов, которые являются следствием атмосферных процессов.

Циркуляция воздушных масс в зимний период над европейской частью СССР в большей степени

обусловлена температурным градиентом системы океан — континент, в связи с чем европейская часть

нием в январе и датами первого взлома припая (рис. 9.41).

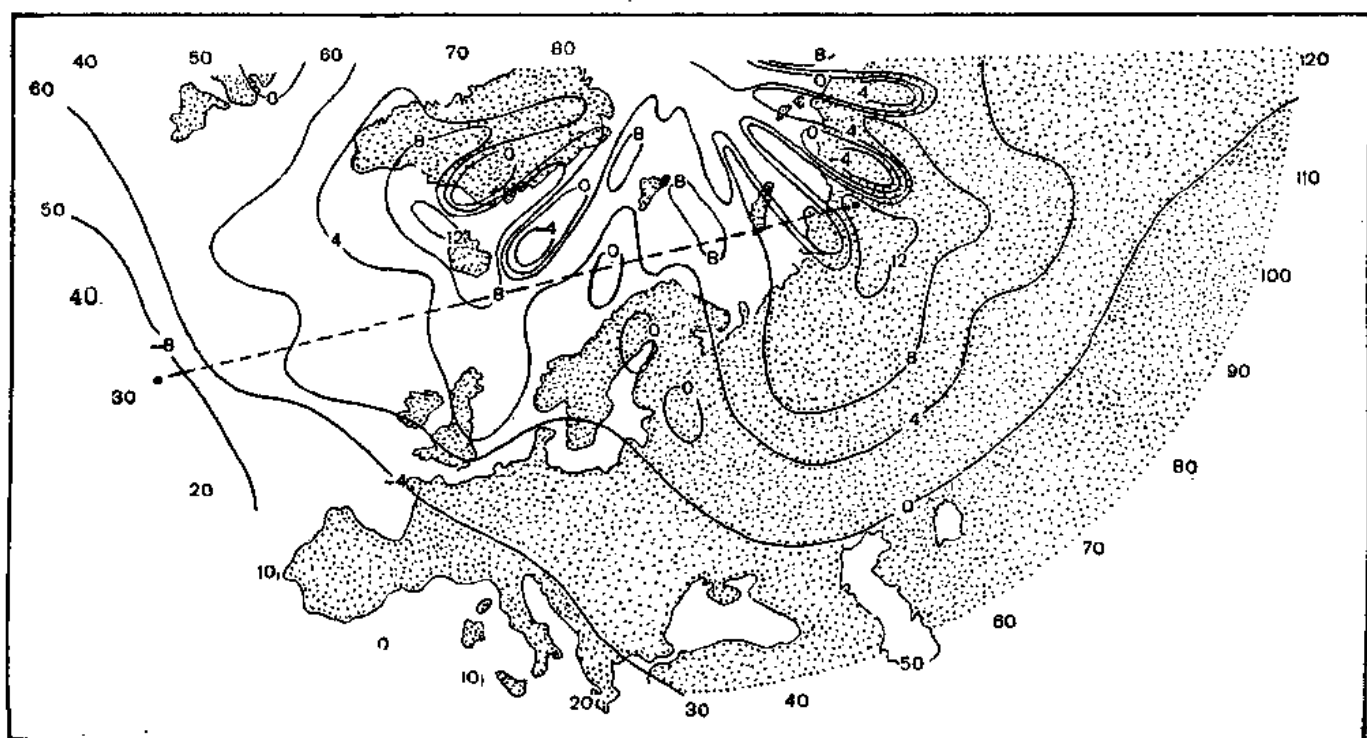


Рис. 9.44. Межтиловая разница полей атмосферного давления (февраль) для дат окончательного очищения от льда, гПа. Пунктиром обозначен створ, имеющий наибольший коэффициент связи ($r = 0.72$) с датами окончательного очищения.

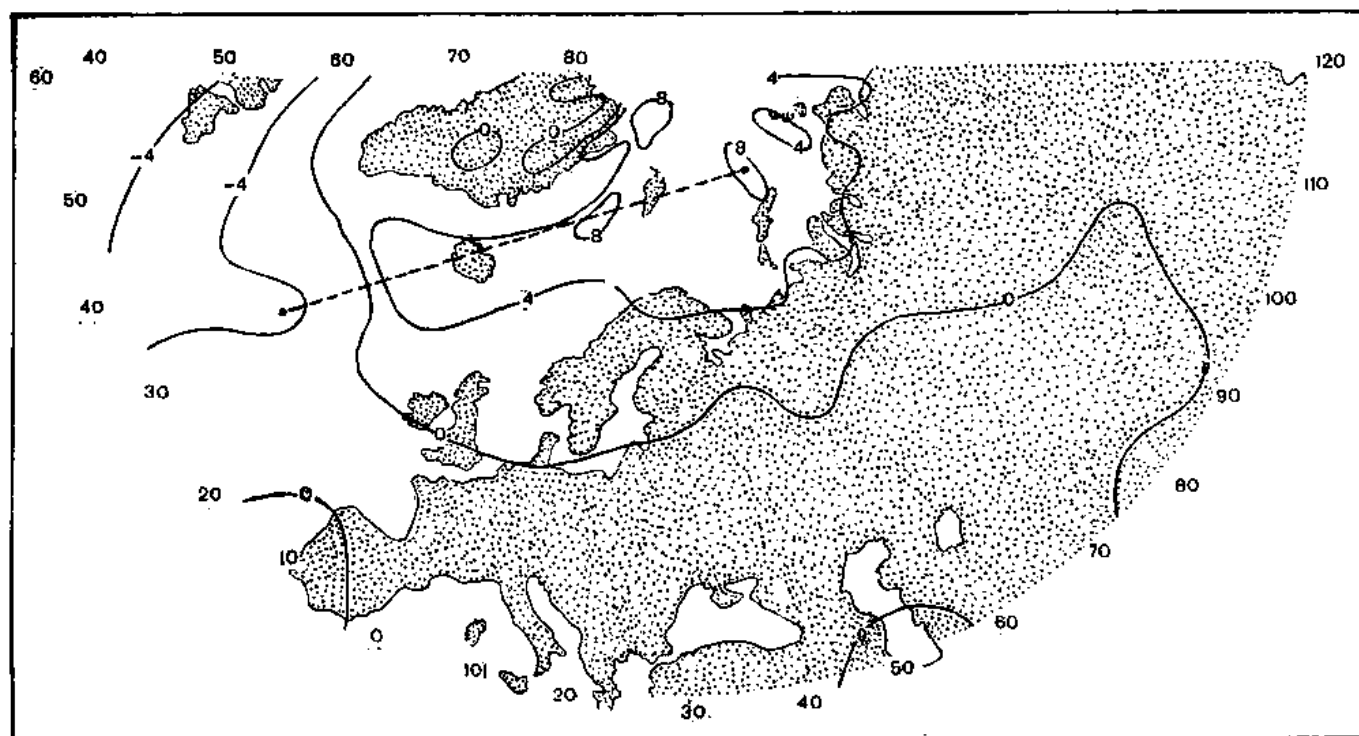


Рис. 9.45. Межтиловая разница полей атмосферного давления (март) для дат исчезновения припая, гПа. Пунктиром обозначен створ, имеющий наибольший коэффициент связи ($r = 0.73$) с датами исчезновения припая.

СССР подвержена тепляющему воздействию юго-западного переноса. В это время основными для европейской части СССР полюсами тепла и холода являются районы Северной Атлантики и Арктики. Этому соответствует выбор створа максимальной корреляционной связи между атмосферным давле-

Как упоминалось, в январе — феврале отмечается устойчивое развитие антициклонических образований над севером европейской части СССР, Западной и Восточной Сибирью. Это является причиной смещения зон высокого давления из арктических районов на континент, что в свою очередь

приводит к смещению центров действия атмосферной циркуляции (рис. 9.41, 9.44). Следует заметить, что наилучшая связь выявлена между датами исчезновения припая и разностью атмосферного давления над североатлантическим и исландско-гренландским районами (рис. 9.43).

В апреле—мае происходит глобальная перестройка воздушной циркуляции в стратосфере

зафиксирован для центров: 80° с. ш., 0° в. д. и 45° с. ш., 90° в. д.

Рассматривая расположение створов для фаз: первый взлом припая, исчезновение припая, окончательное очищение ото льда, можно проследить сезонное смещение центров атмосферной циркуляции.

Обобщая сказанное, можно заключить, что на

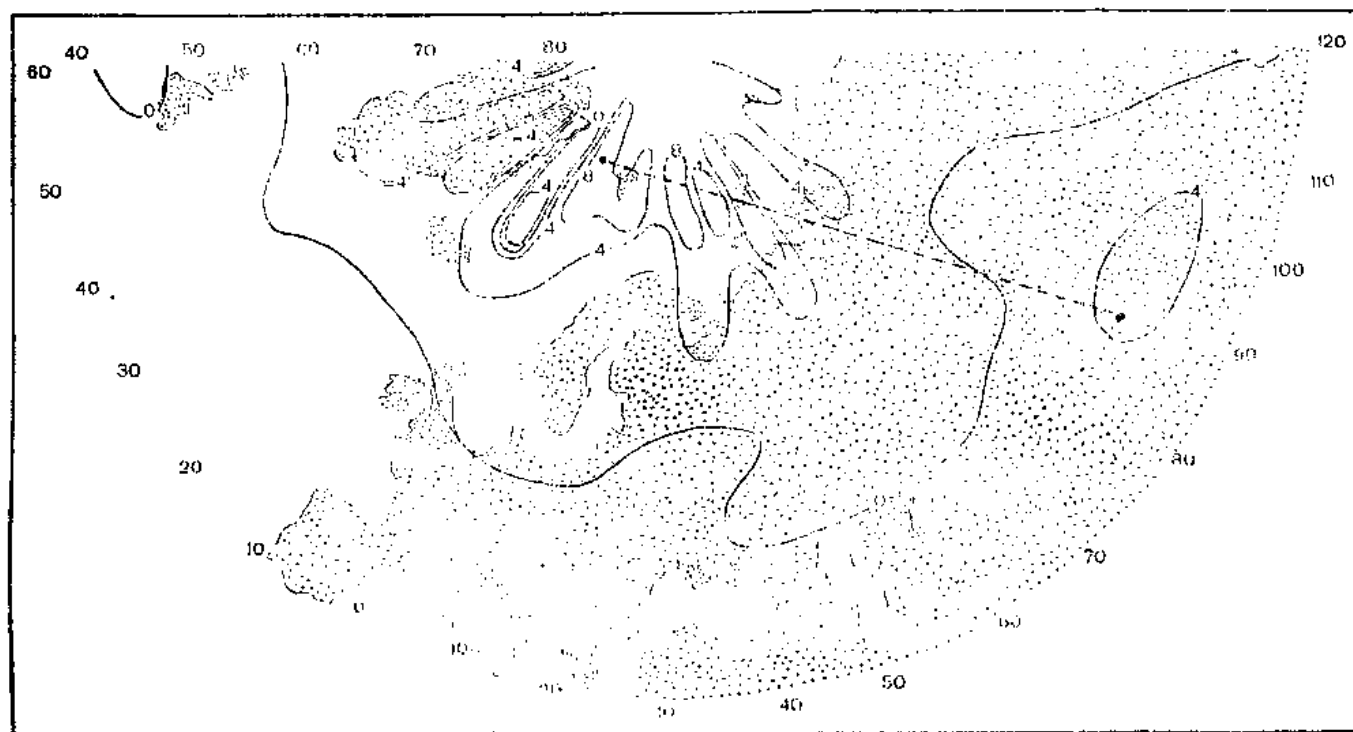


Рис. 9.46. Межитиповая разница полей атмосферного давления (март) для дат окончательного очищения от льда, гПа.

Пунктиром обозначен створ, имеющий наибольший коэффициент связи ($r = 0.75$) с датами окончательного очищения.

и приземных слоях атмосферы, следствием чего является смещение холодных воздушных масс с континента в арктические районы и сезонная смена центров действия атмосферы. В северных широтах перестройка атмосферных процессов, по-видимому, происходит в марте в пользу чего свидетельствуют данные работы [144] и схемы, приведенные на рис. 9.45, 9.46.

Выше упоминалось, что даты первого взлома, исчезновения припая и окончательного очищения ото льда в среднем по морю приходятся соответственно на конец апреля—конец мая (см. рис. 9.33—9.35). Разрушение льдов происходит в небольшой интервал времени в основном под воздействием атмосферной термодинамики, весенний ход которой обусловлен предшествующей барической ситуацией [55]. Перестройка атмосферной циркуляции происходит стремительно, что ведет за собой выделение различных центров действия атмосферы для различных фаз процесса разрушения льдов. Так, наибольший коэффициент корреляции дат первого взлома припая (см. рис. 9.42) зафиксирован для разности давления районов, центрами которых являются точки: 50° с. ш., 10° з. д.— 80° с. ш., 40° в. д. Максимум коэффициента корреляции дат исчезновения припая (см. рис. 9.45) и разности давления отмечается на створе с центрами: 45° с. ш., 30° в. д. и 80° с. ш., 60° в. д. Наибольший коэффициент связи между датами окончательного очищения моря от льдов и давлением (см. рис. 9.46)

процесс разрушения льда в Белом море влияет зимняя циркуляция воздушных масс (январь—февраль) над Европейской территорией с центрами циркуляции, расположенными в арктических и североатлантических районах, а также весенняя циркуляция атмосферы, в ходе которой происходит сезонная смена центров ее действия. В этот период центрами атмосферной циркуляции являются: североатлантические районы, западный сектор Арктики и южные области Сибири.

Как уже упоминалось, пропуски в наблюдениях за фазами ледового режима на реперных гидрометеорологических станциях делают невозможным расчет спектральных функций. В то же время, выявление частотных составляющих временных последовательностей дат ледовых явлений, атмосферного давления представляет определенный интерес. В этой связи, с целью получения непрерывных последовательностей дат, исходные ряды средних по морю (между реперными станциями) дат ледовых явлений были усечены. В соответствии этому были усечены и временные последовательности разности атмосферного давления на выбранных створах. По усеченным рядам, согласно работе [105], были рассчитаны автоспектральные и взаимоспектральные функции, приведенные на рис. 9.47—9.49.

Сезонная, климатическая изменчивость ледовитости и факторы ее определяющие. В работе [84] было отмечено, что сезонный ход средней многолетней ледовитости моря (площади льдов) имеет сим-

метричный характер: декабрь, январь — увеличение ледовитости, февраль и март — относительная стабилизация ледовитости в районе ее максимума, апрель и май — уменьшение ледовитости. Там же отмечено, что сезонный ход объемов льда в море

имеет несимметричный характер: процесс увеличения объема льдов до максимального значения длится с декабря до середины марта, а уменьшение объема льдов до их полного исчезновения занимает около двух месяцев — апрель и май.

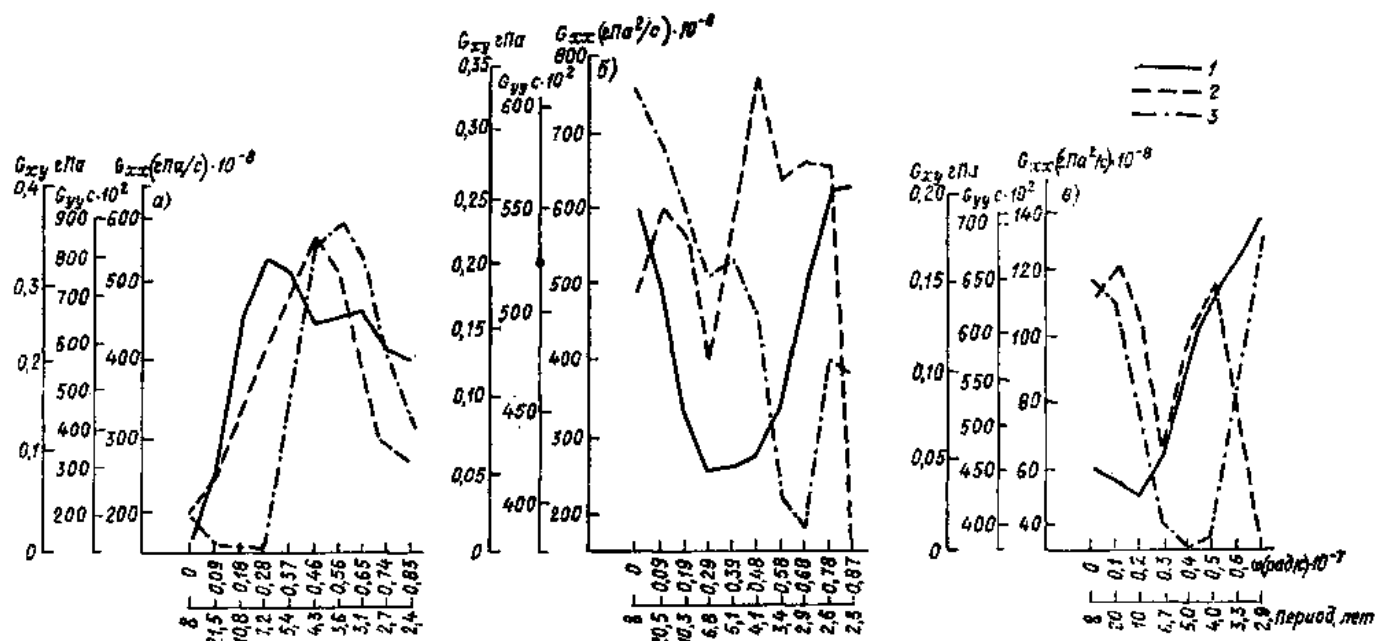


Рис. 9.47. Автоспектральные и взаимоспектральные функции дат наступления ледовых явлений и разности атмосферного давления на соответствующих створах.

а — первого появления льда и разности давления в октябре; б — устойчивого появления льда и разности давления в апреле; в — устойчивого появления льда и разности давления в июле. 1 — действительная часть автоспектра давления G_{xx} , 2 — действительная часть автоспектра дат G_{yy} , 3 — действительная часть взаимного спектра дат и давления G_{xy} .

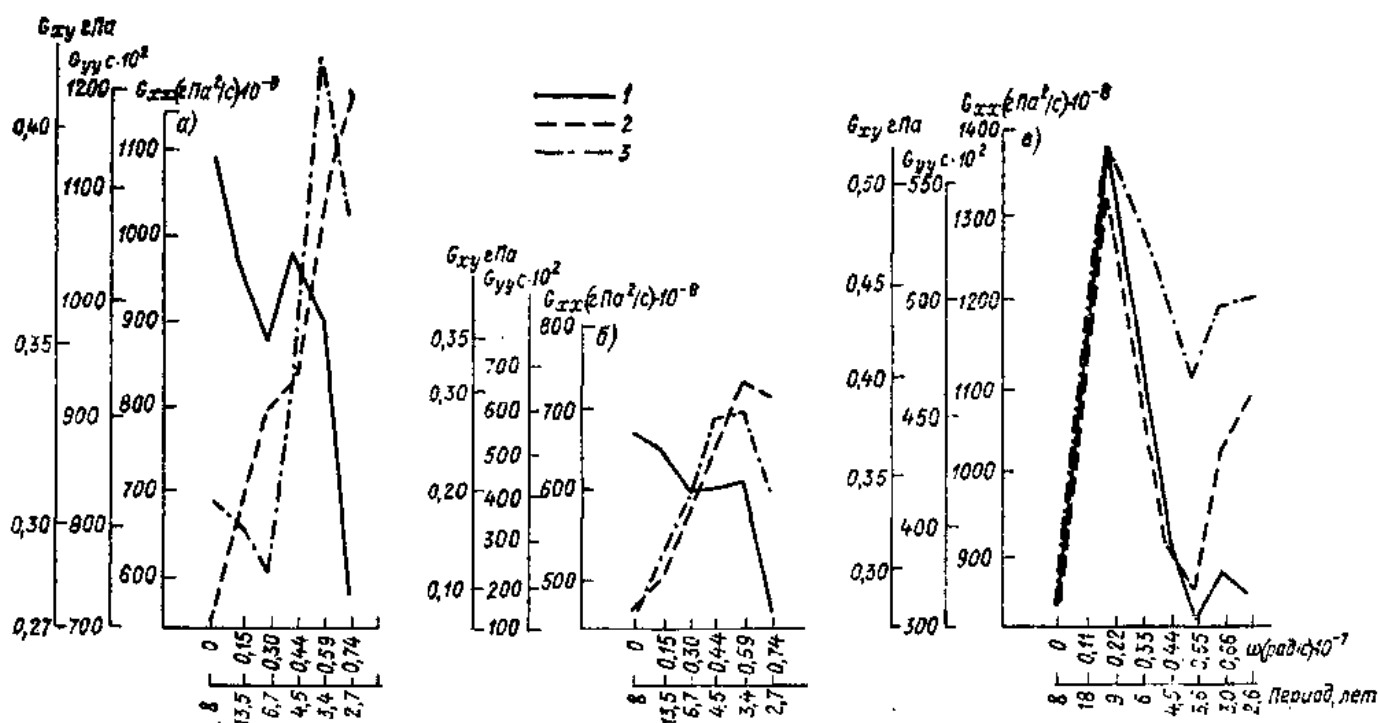


Рис. 9.48. Автоспектральные и взаимоспектральные функции дат ледовых явлений и разности атмосферного давления на соответствующих створах.

а — первого взлома припая и разности давления в январе; б — исчезновения припая и разности давления в феврале; в — окончательного очищения и разности давления в феврале; 1 — действительная часть спектра давления G_{xx} , 2 — действительная часть спектра дат G_{yy} , 3 — действительная часть взаимного спектра дат и давления G_{xy} .

Удлинение рядов ледовитости (1980—1985), применение устойчивых статистических методов оценивания данных позволило существенно уточнить картину сезонного хода ледовитости моря. На основе анализа бивес-оценок рядов ледовитости выявлено, что в целом по морю максимумы площади (83,71 %) и объема льдов (40,33 км³) приходятся на середину марта. Выявлено, что некоторые районы Белого моря (Мезенский, Двинский, Канда-лакшский заливы и северо-западная часть Бас-сейна) имеют по два максимума ледовитости,

чистой воды между дрейфующими льдами и в рай-онах стационарных полыней (см. рис. 9.5).

Как было отмечено, максимум суммарного (по возрастным видам) объема льда в море приходится на середину марта, хотя в Воронке и Горле наи-большой объем льдов достигается к середине апреля (соответственно 11,34 км³ и 5,06 км³). В Кан-далакшском заливе максимум объема льдов видимо приходится на конец марта — начало апреля (в се-редине марта — 2,27 км³, в середине апреля — 2,26 км³). В остальных районах моря максимальные

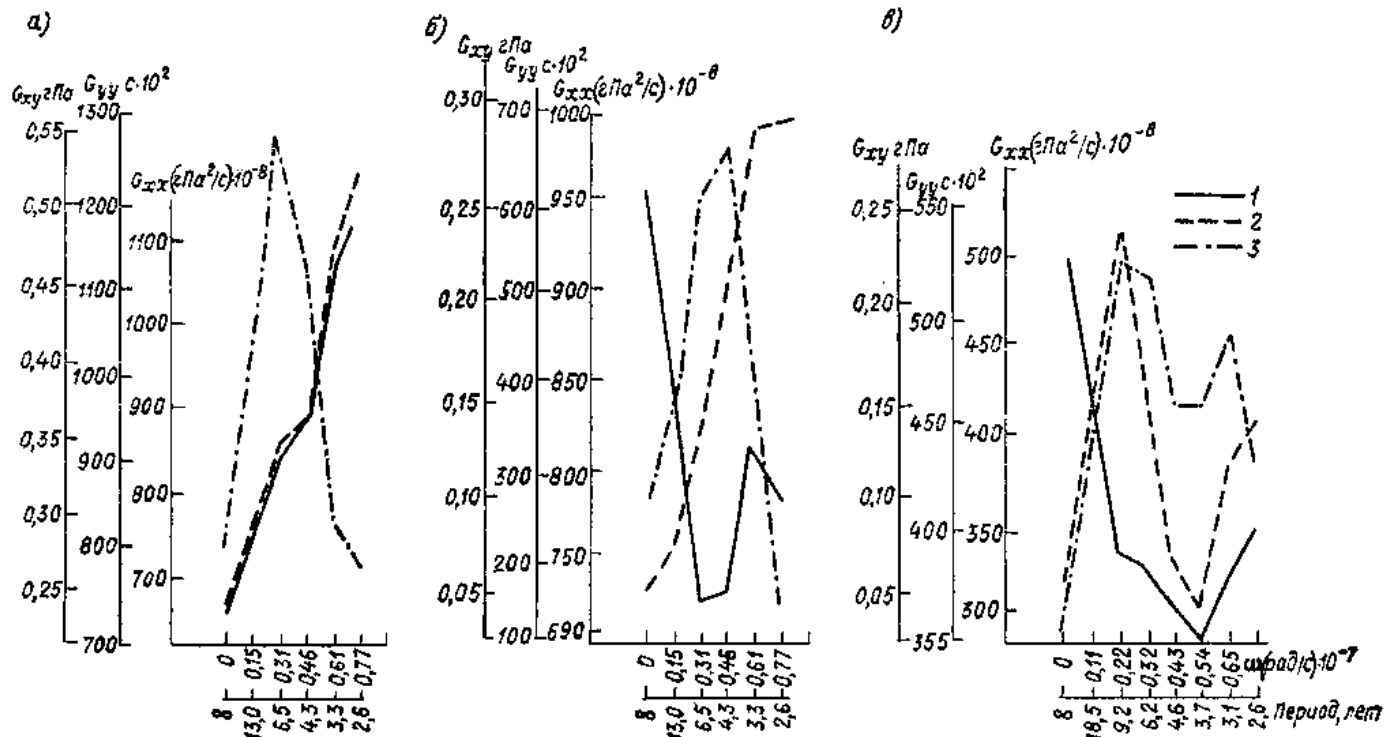


Рис. 9.49. Автоспектральные и взаимоспектральные функции дат ледовых явлений и разности атмосферного давления на соответствующих створах.

а — первого взаимного приема и разности атмосферного давления в марте; б — исчезновения приема и разности давления в марте; в — окончательного окончания и разности давления в марте; 1 — действительная часть спектра давления G_{xx} ; 2 — действительная часть спектра G_{yy} ; 3 — действительная часть взаимного спектра давл. и давления G_{xy} .

отмечающихся в январе и марте (6,88 и 4,88 %, 3,46 и 3,82 %, 7,22 и 4,82 %, 3,47 и 3,81 %, соответственно). В феврале суммарная ледовитость всех видов льда в указанных районах несколько ниже — (Мезенский залив — 6,82 %, Двинский залив — 4,52 %, Кандалакшский залив — 3,33 %, северо-западная часть Бассейна — 3,67 %). Такое распределение льдов объясняется выносными ветрами западных направлений, имеющими в феврале большую, чем в январе и марте, силу. Под действием этих ветров происходит интенсивный вынос льдов из западных районов моря в центральную и восточную части Бассейна, Горло и Воронку, суммарная (по возрастным видам) ледовитость которых достигает своего максимума в марте. Влияние февральских ветров на ледовитость Горла выражено через снижение интенсивности ее прироста в феврале в сравнении с январем, что может быть связано с большим, чем в январе, выносом льда из Горла. Прирост ледовитости Онежского залива в феврале, видимо, обусловлен противодействием ветровому выносу льдов вносных течений вдоль Поморского берега залива [39].

Увеличение площади льдов в марте происходит из-за прироста площади тонких однолетних льдов, а также образования молодых льдов на участках

объемы льда приходятся на середину марта (см. рис. 9.18).

Сезонный ход бивес-оценок объемов льда в море значительно отличается от хода оценок ледовитости моря (см. табл. 9.1). Так, уже в январе объем тонких однолетних льдов немногим меньше суммарных объемов льда остальных возрастных градаций, а площади льдов подобное соотношение возникает лишь в конце февраля. Наиболее значимое приращение объема льдов (14,35 км³) происходит в январе, а максимальный прирост площади льдов (35,96 % площади моря) приходится на декабрь. Несоответствие во времени прироста площади льдов объемам объясняется тем, что процесс ледообразования, интенсивно идущий в декабре за счет увеличения площади льдов, к середине января замедляется из-за полузамкнутости моря и ограничивающего воздействия динамического фактора, вызывающего сжатия и разрежение льдов. Поэтому в зимний период с середины января и до середины марта рост объемов льда в море идет в основном за счет увеличения его толщины (мощности) (рис. 9.50).

С наступлением весеннего потепления открываются поверхность воды в трещинах и разводьях, об-ласть которых весьма значительна, аккумуля-

рует тепло, поступающее из атмосферы и вследствие дополнительного бокового таяния процесс разрушения льдов ускоряется. Уменьшению ледовитости Белого моря способствует и вынос льдов в Баренцево море, однако основная часть льдов вытаскивает в Белом море.

Межгодовая и внутрисезонная изменчивость ледовитости моря весьма значительна. Качественную оценку изменчивости по районам моря, месяцам и возрастным видам льдов можно получить воспользовавшись межквартильным размахом (см. рис. 9.14—9.18). Количественную характеристику

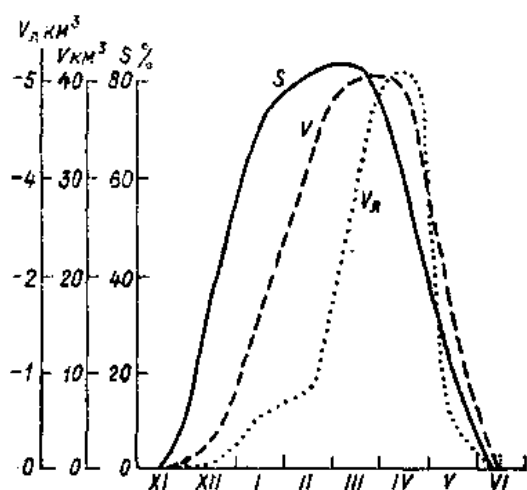


Рис. 9.50. Сезонный ход оценок средней ледовитости (S), объемов льда (V) в Белом море и ледообмена (V_d) между Белым и Баренцевым морями. 1951—1985 гг.

изменчивости может дать устойчивый аналог коэффициента вариации.

Как видно из рис. 9.14—9.17, наибольшей изменчивостью ледовитости (в декабре — начальных видов, илассовых, серых, в январе — серых, серо-белых, в феврале — илассовых, серо-белых, белых, в марте и апреле — серо-белых и белых, в мае — белых) отличаются Бассейн и Воронка моря. Распределение коэффициента вариации ледовитости районов по месяцам, приведенное в табл. 9.7, 9.8,

Таблица 9.7

Коэффициенты вариации суммарной (по возрастным видам льдам) ледовитости моря по месяцам ледового сезона

Район	XII	I	II	III	IV	V
Воронка	32,76	11,98	10,83	10,01	8,99	33,71
Мезенский залив	20,47	6,62	3,77	4,57	14,43	45,21
Горло	30,45	9,16	6,19	4,78	9,71	36,00
Двинский залив	23,36	7,89	6,42	6,48	22,56	49,00
Бассейн						
восточная часть	25,71	13,93	5,06	6,03	18,86	46,24
центральная часть	29,04	16,36	6,10	9,39	23,52	50,01
северо-западная часть	33,95	17,72	10,56	9,05	30,49	50,10
Онежский залив	27,16	8,00	4,64	7,40	19,71	50,00
Кандалакшский залив	23,51	16,58	10,78	10,02	16,80	50,08
Белое море	16,71	5,76	5,01	4,50	10,46	38,12

более точно определяет районы с максимальной и минимальной изменчивостью ледовитости и объемов льда. Наибольшие коэффициенты вариации отмечаются в начале и конце ледового сезона, а наименьшие — в феврале — марте. Коэффициенты вариации весенних месяцев, как правило, выше

Таблица 9.8

Коэффициенты вариации суммарного (по возрастным видам) объема льда в море по месяцам ледового сезона

Район	XII	I	II	III	IV	V
Воронка	37,46	22,93	13,21	13,33	12,92	35,55
Мезенский залив	30,18	15,19	16,07	14,69	14,31	45,66
Горло	39,82	19,00	11,13	12,86	14,41	43,56
Двинский залив	33,41	13,05	19,32	20,95	50,00	54,01
Бассейн						
восточная часть	35,53	18,10	15,42	11,94	26,89	48,51
центральная часть	34,04	25,62	16,11	20,14	26,81	52,10
северо-западная часть	34,24	20,74	28,92	24,81	34,50	49,99
Онежский залив	31,96	16,63	13,11	13,83	22,79	49,98
Кандалакшский залив	36,36	25,97	18,86	10,36	16,72	50,01
Белое море	23,82	14,12	10,55	7,01	13,63	39,18

соответствующих значений осенью. Такой факт можно объяснить двумя факторами. Во-первых, процессы ледоразрушения и выноса льдов проходят в более коротком временном интервале, чем процесс накопления льда. В этой связи в весенний период увеличивается вес локальных атмосферных процессов синоптического масштаба, обуславливающих изменчивость ледовитости в это время. Во-вторых, если в осенний период в основном термический фактор определяет ледовитость моря, то в весенний период ледовитость моря примерно в равной степени предопределяют термический и динамический факторы.

Как видно, изменчивость ледовитости весьма существенна и имеет неслучайный характер. Представляет определенный интерес поиск зависимостей между ледовитостью и факторами ее обуславливающими, в первую очередь между ледовитостью и температурным режимом воздуха в зимний период.

Климатические особенности северной и южной частей Белого моря существенно отличаются, поэтому отличаются и значения температуры воздуха над различными районами моря. С целью получения характеристики температурного режима воздуха, репрезентативной для всей акватории моря, средняя суточная температура воздуха в целом для моря рассчитывалась как средневзвешенная по площади по девяти районам Белого моря (см. рис. 9.13), используя данные морских гидрометеорологических станций (см. рис. 9.1):

$$\bar{t} = \sum_{j=1}^m \left(\frac{\sum_{i=1}^n t_{ji}}{n_j} S_j^a \right) / \sum_{j=1}^m S_j^a, \quad (9.13)$$

где $\bar{t}$ — средневзвешенная температура воздуха над морем; t_{ji} — средняя суточная температура воздуха на i -й гидрометеорологической станции в j -м районе моря; n_j — количество гидрометеорологических станций в j -м районе; S_j^a — площадь акватории j -го района; m — количество районов моря.

Аналогичным образом была рассчитана средневзвешенная средняя месячная температура воздуха T над морем.

Известно, что процесс нарастания толщины льда зависит от температуры воздуха и продолжительности холодного периода, интегральную характеристику которых выражает сумма градусо-дней мороза (Вайпрехт, 1879; Стефан, 1891 и др.). Это

дает основание полагать, что и объемы льда Белого моря зависят от суммы градусо-дней мороза. В связи с этим была рассчитана сумма средней суточной температуры воздуха $\Sigma\theta$, от даты устойчивого перехода θ через 0°C к отрицательным значениям осенью, на 15-е число каждого месяца ледового сезона (в феврале — на 14-е число), вплоть

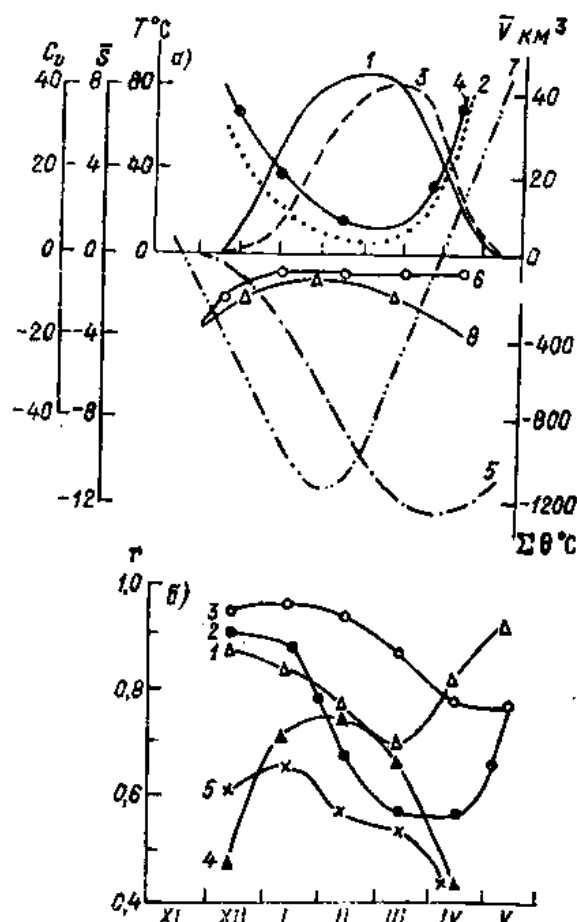


Рис. 9.51. Средняя многолетняя (а) ледовитость $\bar{S}$ (1), объем $\bar{V}$ (3) льдов, сумма градусо-дней мороза $\Sigma\theta$ (5), температура воздуха T (7) в Белом море и соответствующие им коэффициенты вариации C_v (2— S , 4— V , 6— $\Sigma\theta$, 8— T); корреляционная связь (б) между ледовитостью моря S , объемом льдов V , суммой градусо-дней мороза $\Sigma\theta$ и средней месячной температурой воздуха T .

1— S и V ; 2— S и $\Sigma\theta$; 3— V и $\Sigma\theta$; 4— S и T ; 5— V и T .

до 15 мая, с учетом положительных значений θ весной. Таким образом были получены ряды T и $\Sigma\theta$, синхронные рядам ледовитости.

Расчет и анализ гистограмм временных последовательностей T и $\Sigma\theta$ показал близость распределений этих характеристик нормальному распределению, поэтому для статистического анализа T и $\Sigma\theta$ в основном был использован классический статистический математический аппарат.

Анализ внутрисезонного хода оценок положения T , $\Sigma\theta$, S и V показал наличие обратной связи между температурой и ледовитостью моря (рис. 9.51). Это объясняется следующим: при понижении температуры воздуха до -2°C осенью начинается процесс ледообразования, с дальнейшим понижением температуры воздуха и увеличением суммы градусо-дней мороза увеличивается ледовитость моря. В конце января — начале февраля температура достигает своих минимальных значений, а пло-

щадь и объем льдов продолжают увеличиваться в основном за счет старения серо-белых льдов и увеличения количества молодых льдов, образовавшихся на участках чистой воды и стационарных полыньях, которые в свою очередь являются следствием динамических факторов. Объем льдов продолжает увеличиваться до конца марта — начала апреля по мере накопления $\Sigma\theta$, достигающий своего максимума в начале — середине апреля. С повышением температуры воздуха до -2°C в середине апреля и прекращением накопления суммы градусо-дней мороза начинается процесс таяния льдов и соответственно уменьшение их площади и объема.

Вполне определенная связь прослеживается между величинами, характеризующими многолетнюю изменчивость ледовитости и температуры воздуха. Так, максимальные значения робастных коэффициентов вариации C_v средней месячной температуры воздуха и ледовитости приходятся на начальный и конечный периоды ледового сезона, а минимальные — на начало февраля — середину марта соответственно (рис. 9.51).

Корреляционный анализ показал, что связь между T , $\Sigma\theta$, S и V действительно существует, но имеет более сложный характер. Наиболее тесная связь прослеживается между суммой градусо-дней мороза и объемами льдов в море, причем в декабре — феврале коэффициент корреляции составляет 0,94—0,95 (см. рис. 9.51). Уменьшение этой величины во второй половине ледового сезона можно объяснить увеличением выноса беломорских льдов в Баренцево море и в связи с этим уменьшением веса термического фактора в изменчивость ледовитости Белого моря. Высокая степень связи проявляется между суммой градусо-дней мороза и площадью льдов в декабре ($R=0,89$), т. е. в период интенсивного ледообразования, идущего в основном за счет увеличения площади льдов. Последующее резкое уменьшение коэффициента корреляции до минимума в апреле ($R=0,55$) обусловлено тем, что начиная с января — февраля процесс ледонакопления идет за счет увеличения мощности льдов. Вместе с уменьшением накопительной суммы градусо-дней мороза уменьшается площадь льдов, поэтому R повышается до 0,76. Корреляционные связи между T и S , T и V оказались слабыми. Достаточно сказать, что максимальные значения коэффициента корреляции между температурой воздуха, ледовитостью и объемами льдов составляют соответственно 0,65 и 0,70 в январе, 0,75 и 0,55 в феврале.

Следует отметить наличие тесной корреляционной связи между среднесезонными $\bar{S}$ и $\bar{V}$ льдов, рассчитанными по формулам:

$$\bar{S} = \left(\sum_{i=1}^6 S_i \right) / 6; \quad (9.14)$$

$$\bar{V} = \left(\sum_{i=1}^6 V_i \right) / 6, \quad (9.15)$$

где S_i — суммарная площадь всех возрастных градаций льда, % общей площади моря в i -ом месяце; V_i — суммарный объем льдов всех возрастных градаций (км^3), рассчитанный с учетом их торосистости и разрушенности в i -м месяце; 6 — количество месяцев ледового сезона (декабрь — май).

Коэффициент корреляции между $\bar{S}$ и $\bar{V}$ равен 0,97, но по месяцам эта связь выражена значительно слабее, что обусловлено различным соотно-

нием начальных видов, нылевых, серых, серо-белых и белых льдов и их различной парциальной изменчивостью в общей массе льдов. В декабре — январе преобладают молодые льды, в мае — тонкие ледяные. В эти месяцы льды более однородны по толщине, поэтому коэффициент корреляции между S и V достигает 0,87—0,91. В феврале — марте в значительных количествах присутствуют ледяные градажи льдов (см. рис. 9.13), поэтому связь между площадью и объемом льдов уменьшается — коэффициент корреляции достигает 0,90 в марте.

Средние сезонные площадь $\bar{S}$ и объем $\bar{V}$ льдов тесно связаны со средней сезонной суммой градусо-дней мороза:

$$\bar{\Sigma\theta} = \left(\sum_{i=1}^6 \theta_i \right) / 6, \quad (9.16)$$

где $\Sigma\theta$ — сумма средней суточной температуры воздуха, накопленная от даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C к отрицательным значениям осенью до 15 мая, по месяцам ледового сезона.

Коэффициент корреляции между $\bar{S}$ и $\bar{\Sigma\theta}$, $\bar{V}$ и $\bar{\Sigma\theta}$ составил соответственно 0,94 и 0,95 (табл. 9.9).

Установление тесной связи между температурным режимом воздуха над морем и ледовитостью позволяет получить количественные зависимости между этими величинами в виде регрессионных уравнений. В связи с тем, что непрерывные ряды наблюдений на гидрометеорологических станциях Белого моря не однородны по длине, были выбраны несколько станций, имеющих наибольший ряд наблюдений за температурой воздуха. В дальнейшем был произведен корреляционный анализ между рядами средней месячной температуры воздуха на станциях и соответствующими рядами для моря в целом T , который позволил выявить высокую устойчивую связь между T и средней месячной температурой воздуха на гидрометеорологической станции Зимнегорский маяк T_3 . Опираясь на наблюдения этой станции, ведущиеся с 1896 г., были рассчитаны коэффициенты корреляции между суммой градусо-дней мороза $\Sigma\theta_3$, площадью и объемом льда в море, а также построены регрессионные уравнения (см. табл. 9.9). На основе полученных уравнений и ряда средней сезонной суммы градусо-дней мороза на гидрометеорологической станции Зимнегорский маяк были рассчитаны значения объ-

емов льда V' в море за 1951—1985 гг. (рис. 9.52). Рассчитанные объемы льда оказались в целом близки фактическим данным, полученным по материалам ледовых авиаразведок. Из 34 лет отклонения V' от $\bar{V}$ составили в 27 случаях не более $\pm 20\%$, в 5 случаях — в пределах $\pm (20-50\%)$ и лишь в сезоны 1981/82, 1982/83 г. V' превысили $\bar{V}$ соответственно на 148 и 110 %. Последнее обусловлено тем, что в эти ледовые сезоны во второй половине зимы господствовали сильные ветры южных направлений, под действием которых дрейфующие льды выносились из Белого моря в Баренцево.

Полученные устойчивые корреляционные и регрессионные зависимости между средней сезонной ледовитостью, объемами льда и средней сезонной суммой градусо-дней мороза на гидрометеорологической станции Зимнегорский маяк, позволили реконструировать ряд объемов льда за период 1896—1985 гг. (см. рис. 9.52). Реконструированный ряд был использован для анализа многолетней изменчивости ледовитости Белого моря.

Построенная автокорреляционная функция расчетного ряда позволила выделить колебания ледовитости с периодом от 3 до 16 лет. Фильтрация ряда низкочастотным тангенсным четырехполюсным фильтром Баттерворта [105] также позволила выявить колебания с периодом в 11—16 лет (см. рис. 9.52). Подвергая ряд сглаживанию скользящими (по 3-летиям) медианами (см. рис. 9.52) и его дальнейшему корреляционному анализу, был более точно определен максимум автокорреляционной функции, соответствующий 13—14-летней цикличности ледовитости (рис. 9.53). Результаты расчета функции спектральной плотности наблюдаемого ряда объемов льда в целом согласуются с ходом автокорреляционной функции расчетного ряда (рис. 9.53). Основным максимум действительной части спектра приходится на колебания с 7—13-летней периодичностью. Следует заметить, что достаточно четко выделяется и промежуточный максимум спектра, соответствующий колебаниям с 2—3-летней цикличностью. Пики действительной части спектра ряда суммы градусо-дней мороза (ст. Зимнегорский маяк) также отмечаются на указанных частотах. Однако главный пик соответствует периоду колебаний в 2,4 года, что свидетельствует о преобладании квазидвухлетней цикличности в многолетних колебаниях температуры воздуха.

Таблица 9.9

Корреляционные связи между суммой градусо-дней мороза ($\Sigma\theta$, $\Sigma\theta_3$), площадью и объемом (S , V) льдов в Белом море 1951—1985 гг.

	Коэффициент корреляции			Регрессионные уравнения	
	$\Sigma\theta$, $\Sigma\theta_3$	$\Sigma\theta_3$, V	$\Sigma\theta$, S	V' км ²	S' %
Ноябрь	0,97	0,66	0,64		
Декабрь	0,97	0,92	0,86	$V' = -0,6798 - 0,0174\Sigma\theta_3$	$S' = -0,1259 - 0,1045\Sigma\theta_3$
Январь	0,98	0,93	0,79	$V' = -2,9439 - 0,0425\Sigma\theta_3$	$S' = 20,6976 - 0,0902\Sigma\theta_3$
Февраль	0,99	0,92	0,66	$V' = 2,8480 - 0,0368\Sigma\theta_3$	$S' = 48,3831 - 0,0394\Sigma\theta_3$
Март	0,99	0,89	0,54	$V' = 1,9499 - 0,0349\Sigma\theta_3$	$S' = 42,4104 - 0,0327\Sigma\theta_3$
Апрель	0,97	0,73	0,61	$V' = -6,4085 - 0,0327\Sigma\theta_3$	$S' = 0,2451 - 0,0472\Sigma\theta_3$
Май	0,92	0,76	0,75	$V' = -19,4682 - 0,0256\Sigma\theta_3$	$S' = -37,2894 - 0,0492\Sigma\theta_3$
Июнь	0,96	0,71	0,71		
Среднее	0,98	0,95	0,94	$V' = -9,0546 - 0,1655\Sigma\theta_3$	$S' = 8,7136 - 0,2178\Sigma\theta_3$

Примечание. $\Sigma\theta$ — средневзвешенная сумма градусо-дней мороза в Белом море; $\Sigma\theta_3$ — сумма градусо-дней мороза по данным ст. Зимнегорский маяк.

Фильтрация восстановленной последовательности объемов льда фильтрами Баттерворта позволила выявить в ней нелинейный тренд периодом около 60 лет (см. рис. 9.52). Выделенный тренд в целом соответствует многолетним колебаниям климата Северного ледовитого океана. Согласно

углекислого газа в атмосфере, усиливающего парниковый эффект. Как видно из рис. 9.52, долгопериодные колебания ледовитости Белого моря соответствуют описанной выше климатической изменчивости.

Обобщая сказанное, можно сделать вывод о

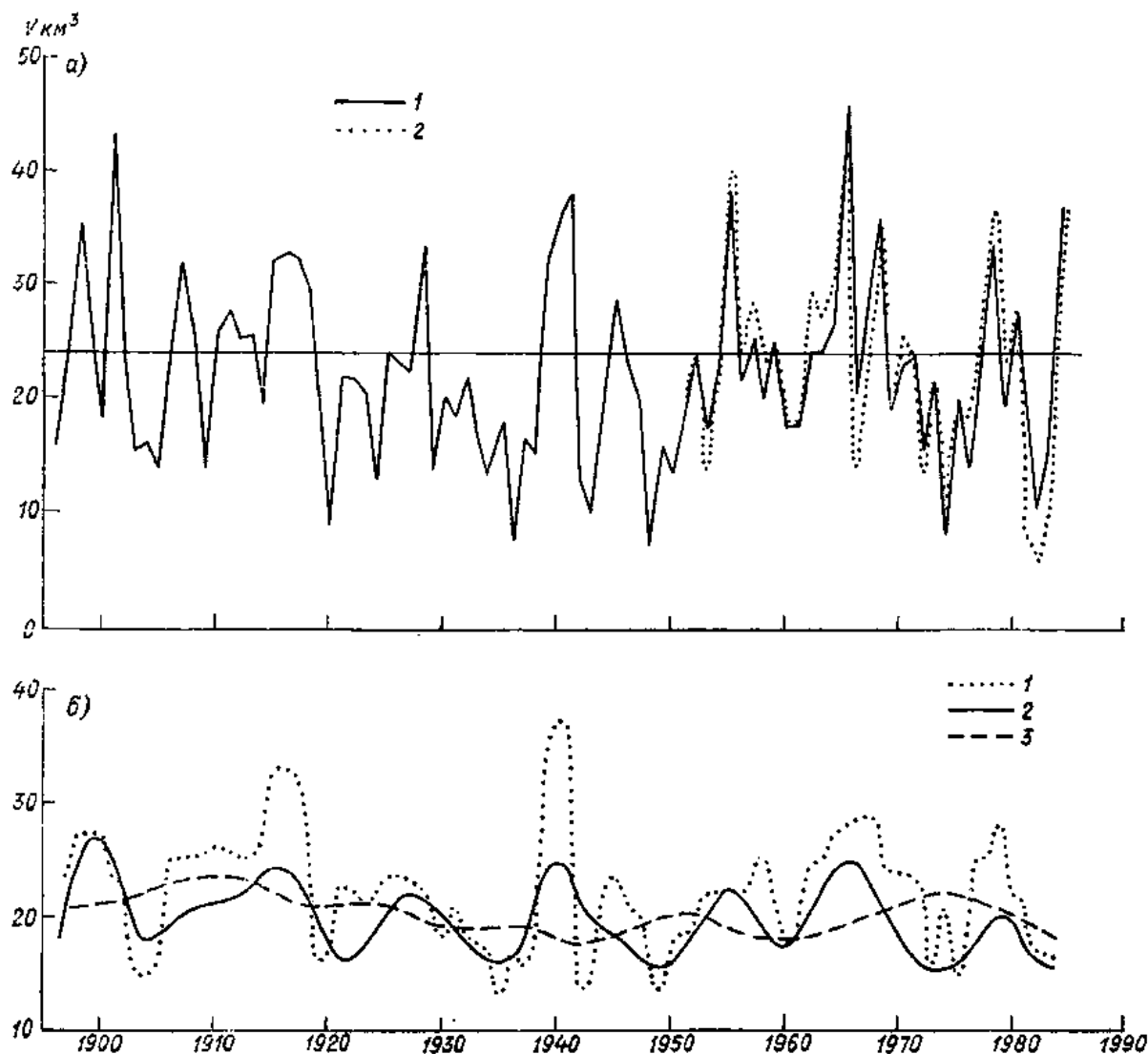


Рис. 9.52. Многолетние колебания среднесезонных объемов беломорского льда

а — среднесезонные объемы льда, рассчитанные по регрессионному уравнению (1) и по картам ледовых автаразведок (2); б — сглаженный скользящим (по 3-летиям) медианам (1) и тангенсным фильтром Баттерворта (2, 3) ряд рассчитанных значений объемов льда.

данным, приведенным в работе [23], с середины — конца XIX в. в климате Арктики началось медленное и нерегулярное потепление, которое скачкообразно усилилось в 20-е годы и достигло своего максимума в конце 30-х годов XX в. Потепление 20—30-х годов, сопровождавшееся отступлением кромки арктических льдов на 100—200 км и сокращением площади льдов окраинных морей на 10—20 %, не могло не оказать влияния на ледовитость Белого моря. В конце 30-х годов XX века достигается абсолютный минимум расчетного ряда объемов беломорских льдов. В 40-е годы наметился перелом в сторону похолодания. Как указано в работе [23], процесс похолодания в Арктике носил колебательный характер и продолжался до 70-х годов. С середины 70-х годов наметилась тенденция к новому арктическому потеплению, которое ряд исследователей связывают с ростом содержания

о том, что многолетняя изменчивость ледовитости моря в целом соответствует изменчивости климата Арктики. Существуют 60-, 13—14- и 3—4-летние колебания. Последние обусловлены изменчивостью температурного режима воздуха над морем в зимний период. Максимальный вклад в многолетнюю изменчивость ледовитости вносят колебания с периодом в 13—14 лет.

Как уже упоминалось, в некоторые годы определяющий вклад в сезонную изменчивость ледовитости Белого моря вносит вынос льдов из Белого моря в Баренцево. Поэтому представляет определенный интерес получение оценки вклада ледообмена между Белым и Баренцевым морями в изменчивость ледовитости Белого моря, а также ледопродуктивности моря.

Объем льдов, вынесенных из Белого моря, полученный различными методами, в среднем составля-

от 13—15 км³ [52, 53, 128]. Используя эти значения, приведенную в работе [128] методику расчета

ных течений [129]. Ледообмен рассчитывался на 11 створах (м. Канин Нос — м. Святой Нос, м. Ко-

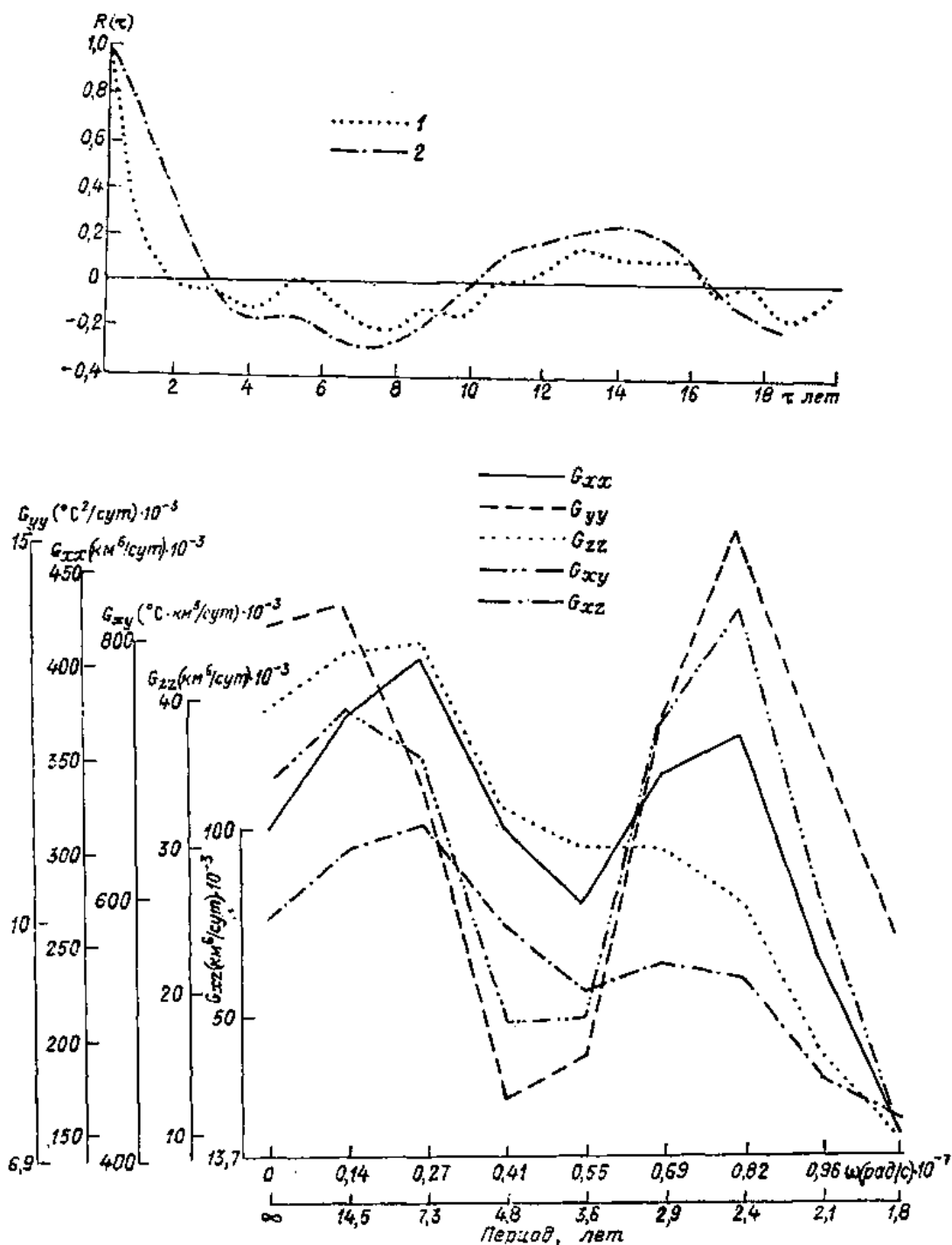


Рис. 9.53. Автокорреляционные и спектральные функции ледовитости моря и факторов, ее определяющих.

Верхний — автокорреляционные функции рядов ледовитости восстановленного по сумме градусо-дней мороза (1) и линейно-сглаженного скользящим (по 3 летиям) медианам (2); нижний — автоспектральные и взаимоспектральные функции ледовитости G_{xx} , суммы градусо-дней мороза G_{yy} , ледообмена G_{zz} , ледовитости и суммы градусо-дней мороза G_{xy} , ледовитости и ледообмена G_{xz} .

ледообмена, а также робастные методы оценивания коротких выборок, был произведен расчет ледообмена между районами Белого моря и между Белым и Баренцевым морями. Для этого использовались средние месячные карты приземного атмосферного давления над Белым морем, хронологически им соответствующие значения парциальной силовости льдов, их торосистости и разрушенности, снятые с карт ледовых авиаразведок (ноябрь — июнь, 1951—1985) и, схема квазипостоянных поверхност-

нуши — о. Моржовец, о. Моржовец — м. Воронов, о. Моржовец — устье р. Поной, м. Вепревский — м. Никодимский, м. Керек — м. Яренский, о. Жижгин — Чаваньга, о. Жижгин — о. Анзерский, о. Большой Соловецкий — м. Хенной-Наволоок, м. Соломенный — Кашкаранцы, м. Шарапов — м. Турний), разграничивающих девять районов моря (см. рис. 9.13), Белое и Баренцево моря. Ледообмен представляет собой алгебраическую сумму объемов льда, перенесенного в результате его изобариче-

ского дрейфа и действия квазипостоянных течений. Коэффициенты изобарического дрейфа льда в районах расчетных створов были заимствованы из работы [74]. Объемам льдов, внесенных в район, присваивался знак «+», а вынесенным из него — «-». Результирующий ледообмен района рассчи-

таким образом, превышает средние многолетние значения, однако сезонный ход соответствующих компонентов ледообмена в целом согласуется.

Уместно отметить, что значение среднего многолетнего выноса льдов из Горла в течение января — апреля ($17,3 \text{ км}^3$) отличается от соответствующих

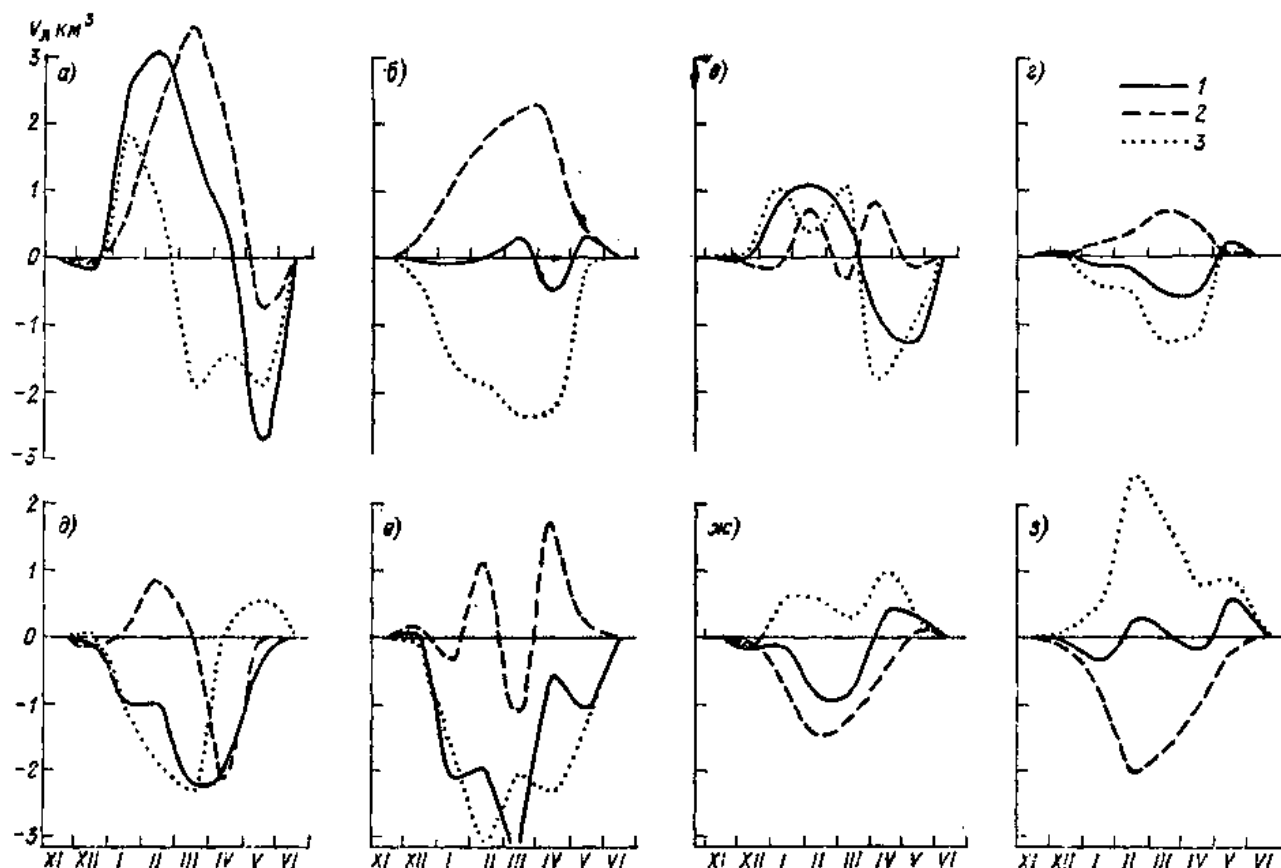


Рис. 9.54. Сезонный ход результирующего ледообмена (1) и его составляющих по ветру (2) и течениям (3), рассчитанных по средним многолетним картам среднего месячного давления и парциальной сплоченности льдов. а — Воронка; б — Мезенский залив; в — Горло; г — Двинский залив; д — восточная часть Бассейна; е — центральная часть; ж — северо-западная часть; з — Онежский залив.

тывался как сумма объемов льдов, внесенных и вынесенных из него. Положительный результирующий ледообмен района свидетельствует о преобладании вноса льда в район над выносом из него, а отрицательная — наоборот.

Расчетные значения вносных и выносных составляющих ледообмена обладают весьма значительной внутрисезонной и межгодовой изменчивостью. Учитывая это, а также существенную погрешность определения объема льда по его парциальной сплоченности [84], для получения статистических характеристик ледообмена использовались робастные методы, в значительной мере сглаживающие упомянутые эффекты расчета. По полученным временным рядам вносных и выносных компонентов результирующего ледообмена рассчитывались бивес-оценки среднего (9.5) и устойчивые аналоги стандартного отклонения (9.8), в дальнейшем именуемые как среднее многолетнее и стандартное отклонение.

Для сравнения сезонного хода ледообмена и режимных характеристик ветра [19] использовались характеристики ледообмена, полученного по осредненным (1951—1985) данным об атмосферном давлении, парциальной сплоченности, торосистости и разрушенности льдов. Ледообмен, рассчитанный

рассчитанных данных ($10,2 \text{ км}^3$) В. Л. Цурикова (неопубликованные данные, 1980), но более близко к результатам расчета по наблюдаемому дрейфу льдов ($19,8 \text{ км}^3$), приведенным в работе [95].

Известно, что в период ноября — апреля над акваторией Белого моря преобладают ветры западных и юго-западных направлений, максимальная интенсивность которых отмечается в феврале [19]. В основном под действием этих ветров льды выносятся из западных и центральных районов моря в восточные и северные, чему соответствуют результаты расчета (рис. 9.54, 9.55). Так, наибольшие объемы льда, вынесенного в результате его изобарического дрейфа из Кандалакшского, Онежского заливов и северо-западной части Бассейна, приходятся на февраль. В это же время отмечается максимум объема льдов, внесенных в Центральную, восточную части Бассейна, Горло в результате изобарического дрейфа, а также интенсивный рост ветровой составляющей ледообмена Воронки. В апреле — мае ветровая составляющая ледообмена Воронки и восточной части Бассейна меняет свой знак с плюса на минус, а Горла, центральной и северо-западной части Бассейна — наоборот, с минуса на плюс. Смена знаков обусловлена сменой направлений господствующих ветров с западных —

юго-западных на северо-западные — северо-восточные [19].

Абсолютные значения составляющих ледообмена под действием квазипостоянных течений в большинстве районов моря достигают своего максимума в марте — начале апреля, что соответствует периоду наибольшей мощности беломорских льдов [84]. В Онежском, Кандалакшском заливах и цен-

В Мезенском заливе, несмотря на значительные течения, расчетный вынос льда невелик. Последнее объясняется совпадением направлений расчетного створа (м. Конушин — о. Моржовец) и квазипостоянных течений.

Вынос льда из центральной части Бассейна в течение ледового сезона осуществляется в основном под действием течений, однако сезонные коле-

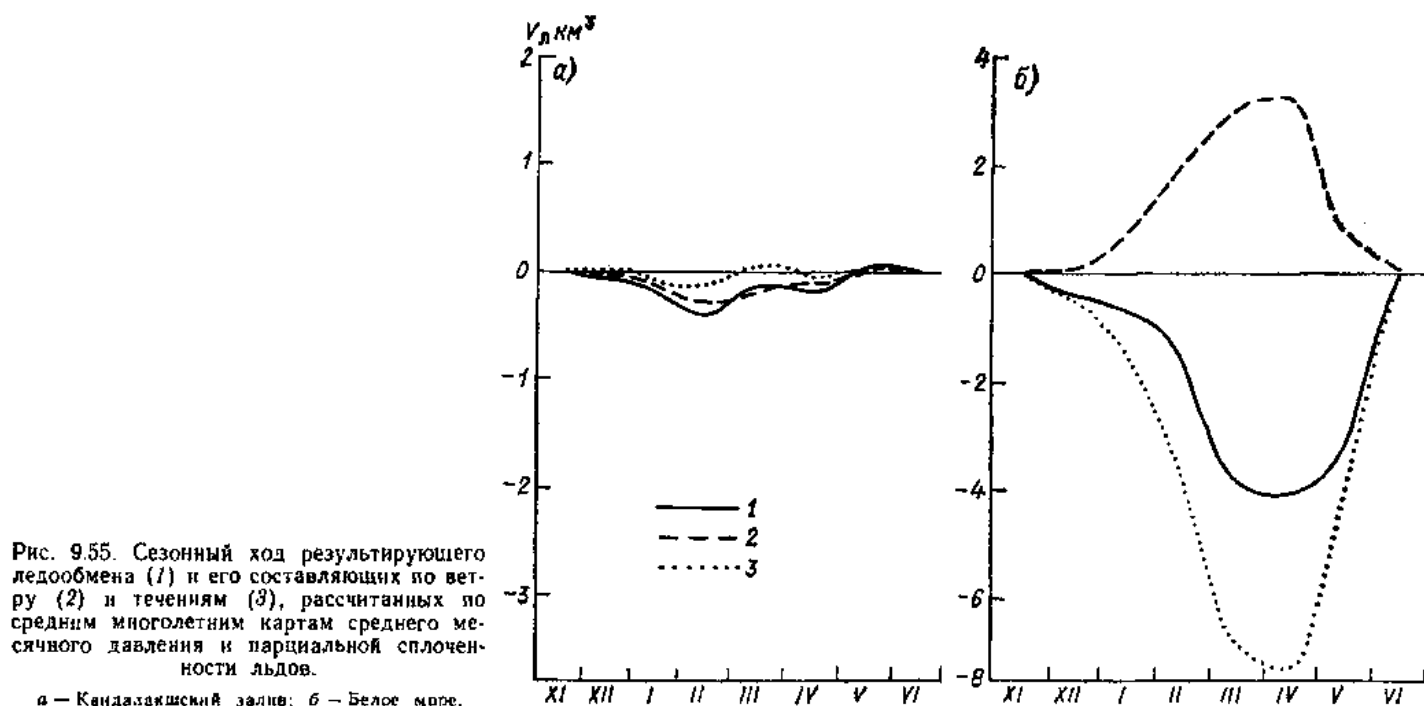


Рис. 9.55. Сезонный ход результирующего ледообмена (1) и его составляющих по ветру (2) и течениям (3), рассчитанных по средним многолетним картам среднего месячного давления и парциальной сплоченности льдов.

а — Кандалакшский залив; б — Белое море.

тральной части Бассейна упомянутые составляющие ледообмена достигают максимума в феврале, что можно объяснить совместным действием ветров и течений. Объем льдов, перенесенных под действием квазипостоянных течений, всецело зависит от парциальной сплоченности льдов, которая формируется в основном под действием господствующих ветров и остаточной приливной циркуляции. Так, уменьшение результирующего вноса льда в северо-западную часть Бассейна течениями (створы м. Соломенный — Кашкаранцы, м. Шарапов — м. Турий) в конце февраля — марте связано с интенсивными февральскими ветрами западного — юго-западного направления. Под действием этих ветров формируются две ледовые зоны: зона разреженных льдов у Карельского берега и зона сплоченных льдов у Терского берега Бассейна. Внос сплоченных льдов слабыми течениями через створ: м. Соломенный — Кашкаранцы лишь незначительно превышает интенсивный вынос разреженных льдов через этот створ. В итоге уменьшается объем результирующего вноса льда течениями в северо-западную часть Бассейна.

Подобные явления отмечаются в апреле в Онежском заливе: в следствие повышения сплоченности льдов в Соловецких Салмах у Соловецких островов, вызванного действием западных ветров [19], увеличиваются расчетные объемы льдов, вынесенных и внесенных в залив течениями. Поскольку интенсивные выносные течения отмечаются в восточной части Восточной Соловецкой Салмы, а зона сплоченного льда охватывает, как правило, ее западную часть, вносные объемы льдов лишь незначительно превышают вынос льда из залива.

бания результирующего выноса согласуются с сезонным ходом ветровой составляющей ледообмена (см. рис. 9.54).

Наглядное представление о пространственной и временной изменчивости результирующего ледообмена можно получить, используя его стандартное отклонение (рис. 9.56, 9.57). Согласно расчетам, наименьшей изменчивостью результирующего ледообмена отличаются заливы моря, а наибольшей — Воронка, восточная и центральная части Бассейна, Горло. Пик изменчивости бивес-оценок результирующего ледообмена приходится на март — апрель, т. е. на самые ледовитые месяцы зимнего сезона.

Для подсчета объемов льдов, образовавшихся и вытаявших в Белом море, а также для оценки вклада ледообмена в изменчивость ледовитости моря были рассчитаны месячные приращения средних многолетних (ноябрь — июнь) значений ледовитости (км^3) моря и его районов. Изменчивость средней многолетней ледовитости в течение ледового сезона обусловлена двумя процессами: динамическим (внос — вынос льдов) и термическим (нарастание — таяние льдов). Учитывая это, ледовый сезон делился на два периода: период ледообразования (ноябрь — март) и период ледоразрушения (апрель — июнь). Зная объем вноса — выноса льдов за каждый из периодов можно рассчитать объемы образовавшихся и вытаявших льдов в районах моря. Полученные приращения ледовитости, объемы вынесенных и внесенных льдов за периоды ледообразования и ледоразрушения, а также вычисленные объемы образовавшегося и вытаявшего льда, по каждому из девяти районов моря, приведены в табл. 9.10. Путем суммирования объемов

образовавшегося и вытаявшего льда (каждый со своим знаком) рассчитывался ледовый баланс районов моря. Как видно из табл. 9.10, выделяются рай-

шихся и вынесенных льдов отличаются центральная и восточная части Бассейна. Поступившие из этих и других районов Белого моря льды выносятся

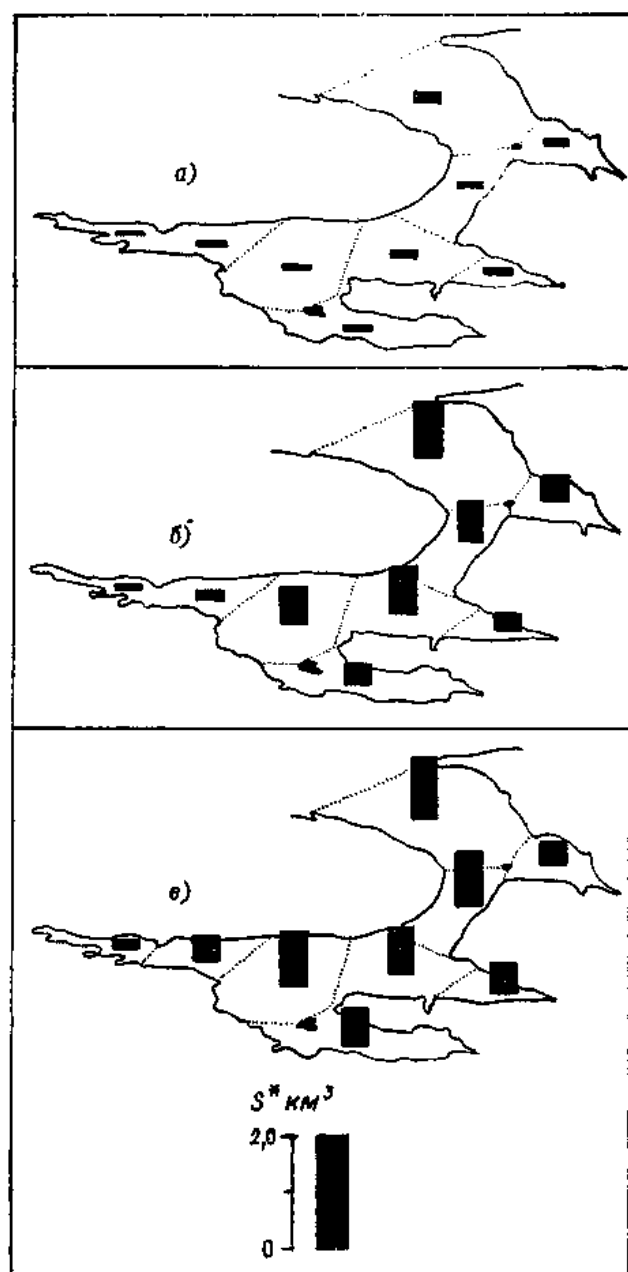


Рис. 9.56. Изменчивость устойчивого аналога стандартного отклонения (S^*) результирующего ледообмена по районам моря.

а — декабрь; б — январь; в — февраль.

оны с положительным и отрицательным ледовым балансом. Отрицательный баланс свидетельствует о том, что объем вытаявших льдов в районе больше, чем образовавшихся в нем, т. е. в течение ледового сезона отмечался результирующий внос и накопление льдов в районе. Положительный ледовый баланс говорит об обратном — объем образовавшихся льдов в районе больше объема льдов, вытаявших в нем, что свидетельствует о результирующем выносе льдов из района в течение сезона.

Расчеты показали, что все районы Белого моря, за исключением Воронки, имеют положительный ледовый баланс. Наибольшими значениями баланса, а значит наибольшими объемами образовав-

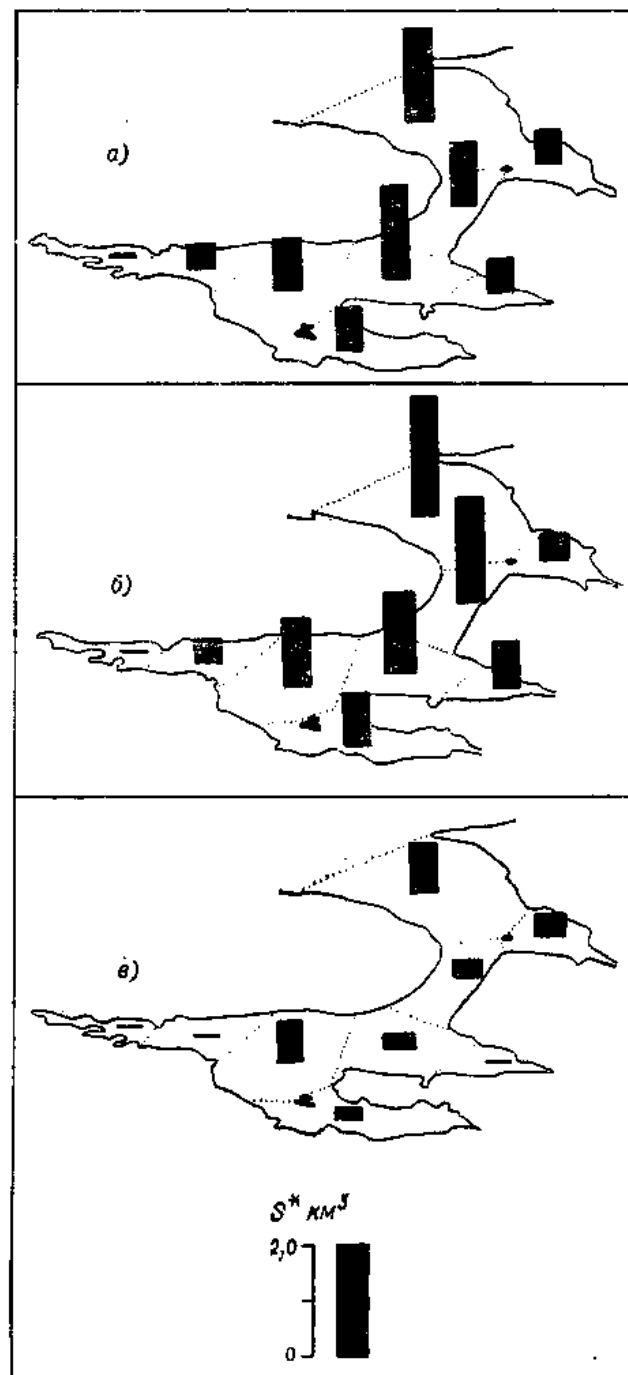


Рис. 9.57. Изменчивость устойчивого аналога стандартного отклонения (S^*) результирующего ледообмена по районам моря.

а — март; б — апрель; в — май.

в Баренцево море через Воронку, накапливаясь в ней в течение ледового сезона. Объемы образовавшихся льдов в Мезенском и Кандалакшском заливах лишь незначительно превышают объемы льдов, вытаявших в них, что свидетельствует о небольшом результирующем выносе, в сумме составляющем около 2,6 % объема льдов, вынесенных из Белого моря в течение ледового сезона. Небольшой вынос льда из Кандалакшского залива, полученный в результате расчетов, подтверждается материалами ледовых авиаразведок, из которых следует, что

Статистические характеристики составляющих ледового баланса Белого моря

Район	Приращение ледовитости за период ледообразования (+) и ледоразрушения (-), км ³	Период ледообразования XI—III				Период ледоразрушения, IV—VI				Баланс нарастания и таяния льда, км ³
		ледообмен, км ³			нарастающие льда, км ³	ледообмен, км ³			таяние льда, км ³	
		внос	вынос	баланс		внос	вынос	баланс		
Воронка	±10,66	11,99	—4,43	7,56	3,10	5,55	—4,62	0,93	—11,59	—8,49
Малоземский залив	±3,41	1,18	—1,20	—0,02	3,43	0,62	—0,71	—0,09	—3,32	0,11
Онежский залив	±4,94	12,83	—12,63	0,19	4,75	4,10	—5,82	—1,72	—3,22	1,53
Бассейн	±1,75	1,17	—2,35	—1,18	2,93	0,44	—0,18	—0,34	—1,41	1,52
восточная часть	±5,36	10,49	—15,02	—4,53	9,89	3,51	—5,53	—2,02	—3,34	6,55
центральная часть	±4,09	7,17	—11,72	—4,55	8,64	3,88	—5,94	—2,06	—2,03	6,61
западная часть	±1,47	1,47	—2,39	—0,92	2,39	0,97	—0,56	0,41	—1,88	0,51
Онежский залив	±6,43	1,75	—2,58	—0,83	7,26	2,04	—1,79	0,25	—6,68	0,58
Баренцбургский залив	±2,28	0,00	—0,15	—0,15	2,43	0,12	—0,10	0,02	—2,30	0,13
Белое море	±40,39	0,00	—4,43	—4,43	44,82	0,00	—4,62	—4,62	—35,77	9,05

прилипающие льды залива в зимний период занимают 1/3 до 4/5 его акватории. Объем льдов, вынесенных в течение ледового сезона из Двинского залива, более чем в 2,6 раза превышает соответствующий вынос льдов из Онежского залива.

Вынос льдов из Белого моря в течение периода ледообразования и ледоразрушения составил соответственно 4,43 км³ и 4,62 км³, т. е. в целом за ледовый сезон выносятся 9,05 км³ льдов. Полученный объем вынесенных льдов меньше ранее полученных результатов (14,02 км³), приведенных в работе [128]. Расхождение объясняется разницей методики расчета классических и робастных статистических характеристик. Достаточно сказать, что объем выноса беломорских льдов, полученный из расчета ледообмена по средним многолетним данным об атмосферном давлении и сплоченности льда, соответствует ранее опубликованным и составляет 13,86 км³ льдов. Применение робастных методов статистического оценивания дает более достоверные статистические характеристики. В пользу этого свидетельствует то, что отношение объема образовавшегося в Белом море льда (44,82 км³), полученного как сумма объемов прироста ледовитости (40,39 км³) и выноса льдов (4,43 км³) за период ледообразования, к площади моря (90 153 км²) дает среднюю толщину льда (на конец периода ледообразования) около 59 см. Полученная толщина соответствует градации тонкого однолетнего льда, составляющего в марте около 80 % объема таяния рекных льдов [84].

Исследовались периодичности межгодовой изменчивости ледообмена между Белым и Баренцевым морями. Для этого по ряду объемов среднегодового выноса $\bar{V}_d$ льда была рассчитана, согласно работе [105], автоспектральная функция (см. рис. 10.53). Первый пик автоспектра ледообмена соответствует 8—15-летней периодичности, второй — квазидвухлетней периодичности. Такая же периодичность свойственна рядам ледовитости моря.

В течение ледового сезона вынос льда в Баренцево море составляет около 20 % образовавшегося в Белом море льда. Большую часть выносного ледового потока составляют льды, образовавшиеся в центральной и восточной частях Бассейна. Около половины (48 %) всего объема льдов, вынесенных из восьми районов моря в течение ледового сезона, накапливается в Воронке. Остальной объем льда (52 %) выносятся в Баренцево море.

Наибольшая изменчивость ледообмена по районам моря отмечается в марте — мае в Воронке, Горле, Бассейне, а наименьшая — в декабре в заливах моря.

Для получения оценки вклада температурного фактора и выноса льдов в межгодовую изменчивость ледовитости Белого моря был применен аппарат линейного дискриминантного анализа [43]. По ранжированному ряду средних сезонных объемов льда в море были рассчитаны основные квантильные характеристики, согласно которым объемы льда разделялись на две группы: группа значений объемов, превышающих значение верхнего квартиля, и группа значений объемов льда, не достигающих значения нижнего квартиля. Таким образом, последовательность средних сезонных объемов льда в море оказалась разделенной на три группы: «норма» (объемы, превышающие значения нижнего квартиля, но не достигающие значения верхнего квартиля), «больше нормы» и «меньше нормы». По данным ледообмена и суммы градусо-дней мороза, соответствующим значениям объемов льда из групп: «меньше нормы» и «больше нормы» была рассчитана двупараметрическая линейная дискриминантная функция, коэффициенты которой использовались для вычисления вклада двух переменных ($\Sigma \bar{V}_d$ и $\bar{V}_d$) в меру разделения двух групп. Согласно расчетам, изменчивость выноса льдов из Белого моря составляет около 7 % многолетней изменчивости ледовитости моря. Основной вклад (93 %) в многолетнюю изменчивость ледовитости вносит температурный фактор.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К Ч. I

1. Антипова Е. Г. Синоптические условия режима ветра на юге Баренцева и Карского морей в навигационный период//Труды ЦНИП.— 1958.— Вып. 73.
2. Антоневич В. Д., Литвякова Л. А. Особенности временных рядов скорости ветра//Труды ГГО.— 1979.— Вып. 425.— С. 42—46.
3. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан.— М.: Изд. ГУНМО МО, 1980.— 184 с.
4. Борисов А. А. Климатография Советского Союза.— Л.: Изд. ЛГУ, 1970.— 305 с.
5. Бирман Б. А. Статистический анализ коэффициента перехода от числа дней с осадками к их повторяемости//Труды НИИАК.— 1965.— Вып. 33.— С. 173—176.
6. Бурман Э. А. Местные ветры.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 340 с.
7. Веселов Е. П. О влиянии рельефа на поле ветра в районе Белого моря//Труды ГМЦ.— 1968.— Вып. 32.— С. 83—85.
8. Веселов Е. П. Сильные ветры на Белом море//Сб. работ по региональной синоптике.— 1964.— № 9.— С. 40—47.
9. Головин Г. Н. Исследование сезонного хода температуры воды, температуры и влажности воздуха в открытом море//Труды НИИАК.— 1957.— Вып. 1.
10. Зыкова Г. Г. Непрерывная продолжительность ветра на Кольском полуострове по наблюдениям различной дискретности//Труды ААНИИ.— 1980.— Т. 348.— С. 99—105.
11. Зыкова Г. Г. Некоторые результаты изучения порывистости ветра на побережье северных морей//Труды ААНИИ.— 1983.— 15 с.— Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД № 236 ГМ-Д 83.
12. Зыкова Г. Г. Продолжительность периодов с низкими температурами на Азиатской части СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 118 с.
13. Зыкова Г. Г. Некоторые характеристики временной структуры междусуточной изменчивости температуры воздуха на Баренцевом море.— Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД 1985, № 391 ГМ-Д 85.
14. Зыкова Г. Г., Терещенко Е. Б. О междусуточных изменениях температуры воздуха над Баренцевым морем//Труды ААНИИ.— 1987.— Вып. 404.
15. Изучение условий образования тумана в районе Архангельска и разработка прогностических рекомендаций.— Архангельск, 1978.
16. Каганский А. С., Семенюк Е. А. Об изменчивости температуры воздуха в Северной Атлантике//Труды ВНИИГМИ—МЦД.— 1975.— Вып. 26.— С. 21—29.
17. Каралетянц Е. М. Температурно-ветровой режим метелей на территории СССР//Труды ГГО.— 1980.— Вып. 440.— С. 52—64.
18. Комплексный гидрометеорологический справочник Баренцева и Белого моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 251 с.
19. Лебедев А. Н. Европейская территория СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1958.— 368 с.
20. Лебедев А. Н., Егорова А. Ю. Климаты Западной Европы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 446 с.
21. Лелехина Н. А., Федорченко Е. И. О вре-

- менной структуре температурных рядов//Труды ГГО.— 1972.— Вып. 286.— С. 63—70.
22. Липовская В. П. Продолжительность метелей на территории СССР//Труды ГГО.— 1971.— Вып. 283.
23. Любарский А. Н. Статистический анализ 200-летнего ряда температуры воздуха европейского севера//Применение статистических методов в метеорологии (Труды III Всесоюзного симпозиума).— М., 1978.— С. 245—253.
24. Отчет по теме «Разработать прогноз влияния комплекса водохозяйственных мероприятий на гидрологический, в том числе ледотермический режимы... Белого моря...».— М.: ГОИН, 1979.
25. Прик З. М. Климат Советской Арктики.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 279 с.
26. Прик З. М. Осадки в Арктике//Труды ААНИИ.— 1965.— Вып. 273.— С. 5—25.
27. Прохорова З. П. Пространственное и временное распределение опасных метелей на территории Казахстана//Труды ГГО.— 1971.— Вып. 283.
28. Рубинштейн Е. С. Межгодовая изменчивость средних месячных температур воздуха и ее зависимость от периода наблюдений//Метеорология и гидрология.— 1968.— № 10.— С. 13—21.
29. Рубинштейн Е. С. Обращение суточного хода температуры во время полярной ночи и ночные повышения температуры зимой в умеренных широтах//Известия АН СССР. Серия географическая.— 1958.— № 3.
30. Руднева О. М. Переход от числа дней с метеорологическими явлениями к их повторяемости и продолжительности//Труды НИИАК.— 1962.— Вып. 17.— С. 33—36.
31. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. II.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 492 с.
32. Справочник по климату СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, вып. 1, ч. 1—5, 1965—1968.
33. Справочник по климату СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, вып. 2, ч. 1—5, 1965—1968.
34. Терентьева Т. М. Непрерывная продолжительность температуры воздуха $\leq -30^\circ$, $\leq -40^\circ$ на территории СССР//Труды ВНИИГМИ—МЦД.— 1977.— Вып. 52.— С. 15—24.
35. Туманы Белого моря.— Архангельск, 1957.
36. Федорченко Е. И., Молчанова Л. Н. Об изменчивости средней суточной температуры воздуха на ЕТС Труды ГГО.— 1973.— Вып. 308.— С. 92—98.
37. Филиппов А. А., Каганский А. С. Физико-статистическая оценка суточного, месячного и сезонного хода температуры воздуха в океанических районах//Труды НИИАК.— 1967.— Вып. 45.
38. Филиппов А. А., Каганский А. С. Роль океанических факторов в формировании режима температуры воздуха над океаном//Труды НИИАК.— 1967.— Вып. 45.
39. Швер Ц. А. Атмосферные осадки.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 302 с.
40. Швер Ц. А. Закономерности распределения количества осадков на континентах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 285 с.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К Ч. II

1. Айвазян С. А., Енюков И. С., Мешалкин Л. Д. Прикладная статистика. Основы моделирования и первичная обработка данных.— М.: Финансы и статистика, 1983.
2. Айтсам А. М., Элькен Ю. Результаты СТД-съемок на полигоне БОСЭК Балтийского моря//Тонкая структура и синоптическая изменчивость морей.— Таллинн, 1980.— С. 19—23.
3. Альтшуллер В. М. Водобмен через датские проливы и проблемы анализа и расчета водного баланса Балтийского моря//Труды ГОИН.— 1980.— Вып. 152.
4. Альтшуллер В. М., Сустанов Ю. М. К энергетическому обмену между Белым и Баренцевым морями//Труды ПИИРО.— 1970.— Вып. 27.
5. Арсеньева Н. Я. Расчет распределения льдов в море (на примере Белого моря)//Труды ГОИН.— 1960.— Вып. 55.— С. 64—76.
6. Арсеньева Н. Я. Тепловой баланс Белого моря и его изменения во времени и пространстве//Труды ГОИН.— 1964.— Вып. 81.— С. 62—93.

7. Атлас волнения Белого моря.— Архангельск: 1963.— 13 с.
8. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан.— М.: Изд. ГУНМО, 1980.— 184 с.
9. Байдал М. Х., Ханжина Д. Г. Многолетняя изменчивость макроциркуляционных факторов климата.— М.: Гидрометеоиздат, 1986.— 103 с.
10. Беклемишев К. В. и др. Естественные участки морской среды обитания с биоэкологической точки зрения//Труды ВНИРО.— 1973.— Т. 84.
11. Беклемишев К. В. и др. О совпадении границ водных масс и донных осадков в Кандалакшском заливе Белого моря//ДАН СССР.— 1977.— Т. 235, № 2.
12. Бендат Д., Пирсол А. Применения корреляционного и спектрального анализа/Пер. с англ.— М.: Мир, 1984.
13. Березкин В. А. Влияние прилива на гидрологический режим Белого моря//Записки по гидрографии.— 1929.— Т. 56.— С. 81—113.
14. Бигелоу Г., Эдмондсон В. Морские ветры—

волны и прибой/Пер. с англ.—М.: Изд-во иностранной литературы, 1951.—212 с.

15. Бирман Б. А., Балашова Е. В. К вопросу о расчете полей касательного напряжения ветра у поверхности океана//Метеорология и гидрология.—1985.—№ 3.—С. 75—82.

16. Блатов А. С. и др. Среднемасштабные вихри в Мировом океане и их географическое распространение//Вестник МГУ, сер. географическая.—1983.—№ 4.—С. 28—36.

17. Бойцов В. В., Ржевский Г. В. Расчет нестационарного ветрового волнения//Гидродинамические методы моделирования процессов на морях СССР.—М., 1987.—С. 80—87.

18. Брунс Э. В. Исследование удара и элементов волн у Турьего мыса Белого моря//Исследования морей СССР.—Л.—М., 1936.—С. 10—36.

19. Ветер и волны в океанах и морях. Справочные данные. Регистр СССР.—Л.: Транспорт, 1974.—359 с.

20. Волков Н. А., Гудкович Э. М. Состояние и перспективы методики ледовых прогнозов для арктических морей//Океанология.—1967.—Т. 7, вып. 5.—С. 792—800.

21. Вольцингер Н. Е., Пясковский Р. В. Основные океанологические задачи теории мелкой воды.—Л.: Гидрометеонадат, 1968.—299 с.

22. Вольцингер Н. Е., Пясковский Р. В. Теория мелкой воды. Океанологические задачи и численные методы.—Л.: Гидрометеонадат, 1977.—207 с.

23. География Мирового океана. Северный Ледовитый и Южный океаны/Под ред. А. П. Капицы.—Л.: Наука, 1985.—501 с.

24. Георгиевский Н. П. Заметки о штормах на Белом море и на Мурмане в сентябре месяце 1912 года//Известия Архангельского общества изучения Русского Севера.—1912.—№ 24.—С. 1126—1127.

25. Герман В. Х., Левиков С. П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря.—Л.: Гидрометеонадат, 1988.—288 с.

26. Герман В. Х., Цветинский А. С., Сафонов Г. Ф. Динамические эксперименты в Белом море//Материалы III региональной конференции «Проблемы изучения, рационального использования и охраны природных ресурсов Белого моря».—Кандалакша, 1987.—С. 83—84.

27. Гирдюк Г. В., Кириллова Т. В. Методика расчета составляющих радиационного баланса поверхности океана//Метеорология и гидрология.—1974.—№ 12.—С. 63—69.

28. Гирс А. А., Кондратович К. В. Методы долгосрочных прогнозов погоды.—Л.: Гидрометеонадат, 1978.

29. Глуховский Б. Х. Исследование морского ветрового волнения.—Л.: Гидрометеонадат, 1966.—284 с.

30. Голгарев Н. П., Панин Г. Н. Влияние температурной стратификации приповерхностного слоя атмосферы на скорость испарения//Труды ГОИИ.—1970.—Вып. 98.—С. 148—155.

31. Горелков В. М., Некрасов А. В. Моделирование полусуточного прилива в мелководном бассейне с учетом береговой осушки//Труды ЛГМИ.—1982.—Вып. 74.—С. 140—146.

32. Горелков В. М., Григорьева Л. Н., Моисов М. Л. Трансформация полусуточного прилива в северной части Белого моря при условии строительства Мезенской ИЭС//Труды Ленгидропроект.—1981.—№ 77.—С. 74—80.

33. Груза Г. В. и др. Статистика и анализ гидрометеорологических данных.—Л.: Гидрометеонадат, 1982.

34. Давидан И. Н., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. Ветровое волнение как вероятностный гидродинамический процесс.—Л.: Гидрометеонадат, 1978.—287 с.

35. Давидан И. Н., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. Ветровое волнение в Мировом океане.—Л.: Гидрометеонадат, 1985.—256 с.

36. Деметьев А. А., Зубакин Г. К. Современные колебания показателей природной среды Белого моря//Тез. докл. региональной конференции «Проблемы изучения, рационального использования и охраны природных ресурсов Белого моря».—Архангельск, 1985.—С. 37—38.

37. Дерюгин К. М. Фауна Белого моря и условия ее существования//Исследования морей СССР.—1928.—Вып. 7.—С. 511 с.

38. Добровольский А. Д. Об определении водных масс//Океанология.—1961.—Т. 1, № 1.—С. 12—24.

39. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР.—М.: Изд-во МГУ, 1982.—191 с.

40. Драган Я. А., Рожков В. А., Яворский И. Н. Методы вероятностного анализа ритмики океанологических процессов.—Л.: Гидрометеонадат, 1987.—319 с.

41. Дрейпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ/Пер. с англ.—М.: Статистика, 1973.

42. Дуванли А. П. Волновые движения в море.—Л.: Гидрометеонадат, 1968.—244 с.

43. Дэвис Д. Статистика и анализ геологических данных/Пер. с англ.—М.: Мир, 1977.—572 с.

44. Дюрин Б., Одед П. Кластерный анализ/Пер. с англ.—М.: Статистика, 1977.—127 с.

45. Елисов В. В. Расчет теплового баланса Белого моря//Труды ГОИИ.—1985.—Вып. 174.—С. 107—112.

46. Елисов В. В. Моделирование процессов вертикального перемешивания в приливном море: Диссертация на соискание ученой степени канд. физ.-мат. наук.—М., 1985.—194 с.

47. Елшин Ю. А. Приток речных вод в Баренцево и Белое моря и его колебания внутри года и в многолетнем разрезе//Водные ресурсы.—1979.—№ 2.—С. 65—69.

48. Жевноватый В. Т. Изменение параметров ветровых волн на приливных течениях//Сборник работ Мурманской ГМО.—Мурманск, 1969.—Вып. 2.—С. 45—52.

49. Жевноватый В. Т. Ветровые волны на течениях//Природа и хозяйство Севера.—1971.—Вып. 3.—С. 127—130.

50. Жуков Л. А. Общая океанология.—М.: Гидрометеонадат, 1976.—376 с.

51. Зац В. И. Влияние физико-океанологических факторов на поле примеси в шельфовой зоне моря.—Автореф. дис. на соискание ученой степени д-ра геогр. наук.—М., 1975.—31 с.

52. Зубакин Г. К., Хведьинич С. В. Ледообмен Белого и Баренцева морей как показатель географической общности этих объектов//Природа и хозяйство Севера.—1982.—Вып. 10.—С. 43—47.

53. Зубов Н. Н. Льды Арктики.—М.: Изд-во Главсевморпути, 1945, с. 243—326.

54. Инжебеккин Ю. П. Формирование экстремальных уровней в Белом море.—Автореф. дис. на соискание ученой степени канд. геогр. наук.—М., 1988.—25 с.

55. Исачев Э. А. Синоптические процессы над Атлантическим океаном и Евразией.—Л.: Гидрометеонадат, 1956, с. 21—26.

56. Кабатченко И. М., Коробов В. Б. Межгодовая изменчивость штормовой активности в морях СССР.—Деп. в ВНИИГМИ—МЦД 11.02.88, № 737—ГМ 88.

57. Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Моисов А. С. Синоптические вихри в океане.—Л.: Гидрометеонадат, 1982.—264 с.

58. Каракаш А. И., Саускан Е. М. О ледовых прогнозах на Белом море//Труды ЦИП.—1951.—Вып. 29.—С. 92—101.

59. Карпова Н. П., Науменко М. А. О применении метода кратчайшего незамкнутого пути для выделения водных масс//Межведомственный сборник.—Изд. ЛПИ.—1978.—Вып. 66.—С. 61—71.

60. Касьяненко Е. В., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. Распределение максимальных высот ветровых волн//Морской гидрофизический журнал.—1987.—№ 6.—С. 36—41.

61. Кендал М. Временные ряды/Пер. с англ.—М.: Финансы и статистика, 1981.

62. Ковалев Е. Г., Николаев Ю. В. Применение дискриминантного анализа для долгосрочного прогноза ледовитости арктических морей//Труды ААНИИ.—1976.—Т. 320.—С. 4—26.

63. Кондратович К. В. Долгосрочные гидрометеорологические прогнозы в Северной Атлантике.—Л.: Гидрометеонадат, 1977.

64. Кононова Г. Е., Показеев К. В. Исследование ветровых волн при малых разгонах//Труды ГОИИ.—1980.—Вып. 151.—С. 88—100.

65. Коробов В. Б. Расчет максимальных высот ветровых волн по длительным климатическим выборкам//Метеорология и гидрология.—1987.—№ 10.—С. 110—114.

66. Коробов В. Б. Штормы в Белом море//Сб. работ Гидрометцентра Северного УГКС.—Архангельск, 1987.—Вып. 1.—С. 59—75.

67. Кошкинский С. Д. Режимные характеристики сильных ветров на морях Советского Союза. Ч. 3. Северный Ледовитый океан.—Л.: Гидрометеонадат, 1982.—495 с.

68. Кравец А. Г. Приливы и их моделирование в Белом море//Проблемы Белого моря.—Архангельск, 1981.—С. 36—38.

69. Кравец А. Г. К вопросу об исследовании мезомасштабных колебаний уровня и течений Белого моря//Сб. работ Арх. ГМО.—Архангельск, 1981.—Вып. 1.—С. 42—50.

70. Кравец А. Г. Численное моделирование приливных движений в Мезенском заливе.—Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД, 1982, ГМ-139, Д 82.

71. Кравец А. Г. Модель крупномасштабной баротропной циркуляции в мелководном окраинном море//Метеорология и гидрология.—1987.— № 11.— С. 84—91.
72. Кравец А. Г., Старков К. А. Эффективные фильтры для анализа колебаний уровня//Сб. работ Гидрометцентра СУГКС.—Архангельск, 1987.— Вып. 1.— С. 99—119.
73. Крон Н. Г. Шторм в районе острова Мудьюг 16 ноября 1957 г./Метеорология и гидрология.—1958.— № 12.— С. 40—41.
74. Кудрявая К. И. Оперативная проверка коэффициентов дрейфа льдов//Труды ЛГМИ.—1962.— Вып. 16.— С. 194—202.
75. Кудрявая К. И., Серяков Е. И., Скриптунова Л. И. Морские гидрологические прогнозы.—Л.: Гидрометеоиздат, 1974.
76. Куперштох В. Л., Миркин Б. Г., Трофимов В. А. К обоснованию одного критерия классификации//Методы моделирования и обработки информации.—Новосибирск, 1976.
77. Ла Ван Бай. Выделение волных масс в Филиппинском море с использованием метода главных компонент//Межведомственный сборник.—Изд. ЛНИИ, 1983.— Вып. 80.— С. 102—115.
78. Лавренков И. В. О характере поведения спектра поверхностных гравитационных волн на горизонтально-неоднородном течении//Изв. АН СССР, ФАО.—1986.— Т. 22, № 5.— С. 525—533.
79. Лавренков И. В. Развитие ветровых волн на течении//Метеорология и гидрология.—1989.— № 4.— С. 78—87.
80. Лавренков И. В., Рывкин В. В. Эволюция средних параметров гравитационных волн на течении, изменяющемся вдоль направления своего распространения//Изв. АН СССР, ФАО.—1986.— Т. 22, № 10.— С. 1089—1097.
81. Ле Блон П., Майсек Л. А. Волны в океане/Пер. с англ.—М.: Мир, 1981.— Ч. 1, 480 с., ч. 2, 365 с.
82. Леднев В. А. К карте постоянных течений Белого моря//Записки по гидрографии.—1934.— № 2.— С. 132—136.
83. Линник Ю. В. Метод наименьших квадратов и основы обработки наблюдений.—М.: Физматгиз, 1958.
84. Лукия Л. Р., Снеговской С. В. Средняя многолетняя ледовитость Белого моря//Метеорология и гидрология.—1985.— № 4.— С. 72—78.
85. Марчук Г. И., Коган Б. А. Динамика океанских приливов.—Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 320 с.
86. Математическое обеспечение ЕС ЭВМ//Труды Института математики АН БССР.—1970.— Вып. 16.
87. Матушевский Г. В. Новый тип режимной функции распределения параметров ветровых волн//Метеорология и гидрология.—1977.— № 3.— С. 66—72.
88. Матушевский Г. В. Определение максимальных высот ветровых волн в шторме//Океанология.—1977.— Т. 17, вып. 1.— С. 27—31.
89. Матушевский Г. В. Расчет максимальных высот ветровых волн в океанах и морях//Метеорология и гидрология.—1978.— № 5.— С. 63—69.
90. Матушевский Г. В. Методы определения климатических характеристик ветрового волнения и оценка их достоверности//Обзорная информация, сер. Океанология, ВНИИГМИ—МЦД.—Обнинск, 1985.— Вып. 2.— 42 с.
91. Матушевский Г. В., Кононов Е. А. Статистическая структура штормового волнения в океанах и морях//Труды ГОИИ.—1980.— Вып. 151.— С. 47—53.
92. Матушевский Г. В., Ржеплинский Г. В., Иконникова Л. Н. Расчет режима морского ветрового волнения//Методические указания ГОИИ.—1979.— Вып. 42.— 97 с.
93. Мезингер Ф., Аракава А. Численные методы, используемые в атмосферных моделях.—Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 134 с.
94. Многолетние характеристики сроков первого появления льда на Белом, Балтийском и Черном морях.—М.: ГИЦ, 1977.
95. Монсеев В. С. Итоги радиолокационного наблюдения дрейфа льдов на Белом море//Сб. работ Арх. ГМО.—Архангельск.—1970.— Вып. 7.— С. 89—93.
96. Молчанова В. А., Тимонов В. В. Опыт расчета приливных явлений мелководного залива методом крайних значений//Труды ГОИИ.—1960.— Вып. 57.— С. 28—43.
97. Монин А. С., Красникий В. П. Явления на поверхности океана.—Л.: Гидрометеоиздат, 1985.
98. Монин С. А., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана.—Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 262 с.
99. Мостеллер Ф., Тьюки Д. Анализ данных и регрессия. Вып. 1.—М.: Финансы и статистика, 1982.— 316 с.
100. Мурги Т. С. Сейсмические морские волны цунами/Пер. с англ.—Л.: Гидрометеоиздат, 1981.
101. Надеждин В. М. Изменение солёности глубинных вод бассейна Белого моря//Вестник АН СССР, сер. геогр.—1960.— № 3.— С. 79—84.
102. Назаров В. С. Колебания ледовитости Белого моря//Труды ГОИИ.—1949.— Вып. 6.— С. 17—18.
103. Наствление по гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9, ч. 1. Гидрологические наблюдения на береговых станциях и постах.—Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 311 с.
104. Некрасов А. В. Приливные волны в окраинных морях.—Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 245 с.
105. Оттес Р., Энохес Л. Прикладной анализ временных рядов. Основные методы/Пер. с англ.—М.: Мир, 1982.— 428 с.
106. Павельсон Ю. Х. Пространственная изменчивость термохалинных полей в верхних слоях моря//Проект «Балтика». Проблемы исследования и математического моделирования экосистем Балтийского моря. Вып. 2.—Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— С. 71—76.
107. Пантюлин А. Н. Некоторые особенности структуры Белого моря//Биология Белого моря/Труды Беломорской биологической станции, т. 4.—Изд-во МГУ, 1974.— С. 7—13.
108. Педлоски Дж. Геофизическая гидродинамика. Пер. с англ.—М.: Мир, 1984.— 812 с.
109. Победоносцев С. В. Влияние плотности морской воды на примере Белого моря//Труды ГОИИ.—1977.— Вып. 138.— С. 76—81.
110. Победоносцев С. В., Зотин М. И. Средний уровень моря и современные вертикальные движения земной коры//Известия ВГО. Вопросы изучения, охраны и использования водных ресурсов.—1972.
111. Полузанов В. Н. О восстановлении неоднородных морских и гидрологических полей (на примере Белого моря).—М., 1983.— 46 с.— Деп. в ЦД ВНИИГМИ—МЦД 13.10.83, № 212, ГМ-Д83.
112. Потанин В. А. О баренцевоморских и беломорских штормовых нагонах//Природа и хозяйство Севера.—1971.— Вып. 3.— С. 148—154.
113. Приливные электростанции/Под ред. Л. Б. Бернштейна.—М.: Энергоатомиздат, 1987.— 296 с.
114. Рекомендации по расчету течений в шельфовой зоне морей.—М.: ГОИИ, 1979.— 176 с.
115. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 1. Кольский полуостров/Под ред. Ю. А. Елшина, В. В. Куприянова.—Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 315 с.
116. Ресурсы поверхностных вод. Т. 2. Карелия и Северо-Запад/Под ред. В. Е. Водогрещкого.—Л.: Гидрометеоиздат, 1972.
117. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 3. Северный край/Под ред. И. М. Жили, Н. М. Алюшинского.—Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 122 с.
118. Ржеплинский Г. В. О наиболее важных особенностях эмпирических кривых распределения скоростей ветра и других гидрометеорологических элементов//Исследования процессов взаимодействия океана и атмосферы.—М., 1984.— С. 144—159.
119. Рожков В. А. и др. Методические материалы по статистической обработке и вероятностному анализу данных временных рядов гидрометеорологических и гидролого-гидрохимических наблюдений.—Обнинск, 1985.
120. Роуч П. Вычислительная гидродинамика/Пер. с англ.—М.: Мир, 1980.
121. Саркисян А. С. Основы теории и расчета океанических течений.—Л.: Гидрометеоиздат, 1966.
122. Сгибнева Л. А. Изменчивость гармонических постоянных прилива как следствие нелинейных эффектов//Труды ГОИИ.—1981.— Вып. 156.— С. 33—40.
123. Сгибнева Л. А., Макаева О. С., Пясковский Р. В. О приливных движениях в узком мелководном заливе//Тезисы докладов I съезда советских океанологов.—М., 1977.— С. 122.
124. Сгибнева Л. А. и др. Гидродинамическое моделирование приливных движений в окраинных морях и заливах//Тезисы докладов II Всесоюзного съезда советских океанологов. Вып. 2.—Севастополь, 1982.— С. 192.
125. Сгибнева Л. А., Привалова Н. В. Численные расчеты приливов//Труды ГОИИ.—1970.— Вып. 103.— С. 24—28.
126. Сеземан Н. А. Изменение режима приливов в связи с гидротехническим строительством в окраинных морях//Водные ресурсы.—1978.— № 3.— С. 185—191.
127. Симлу Э., Скалдан Р. Воздействие ветра на здания и сооружения.—М.: Стройиздат, 1984.— 358 с.

128. С. В. Средний многолетний ледообъем между Баренцевым и Белым морями//Сб. работ гидрометеорологического центра ЦИП, вып. 1. Вопросы гидрометеорологии северной европейской части СССР.—Л., 1987.—С. 130—137.
129. Справочник по гидрологическому режиму морей устьев рек СССР. Ч. 1. Основные гидрологические характеристики. Т. 5. Белое море. Вып. 1.—Архангельск, 1971.
130. Справочник по климату СССР. Вып. 1. Под ред. А. С. Егорова.—Л.: Гидрометеоиздат, 1968.
131. Справочные данные по режиму ветров и волнения на морях, омывающих берега СССР. Регистр Союза ССР/Под ред. И. Н. Давидана.—Л., 1962.—154 с.
132. Справочные данные по режиму ветров и волнения в океанах. Регистр Союза ССР/Под ред. И. Н. Давидана.—М.—Л., 1965.—235 с.
133. Степанов В. М. Мировой океан.—М.: Знание, 1977.
134. Строительные нормы и правила, СНиП 2.06.04—82*. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов).—М.: Стройиздат, 1986.—40 с.
135. Сустанов Ю. В., Чернышева Е. С., Михайлов А. Е. Скрытые вихри Балтийского моря//Труды ГОИИ.—1980.—Вып. 152.—С. 17—37.
136. Сысоев Н. Н. Методы и результаты наблюдений над волнением, произведенных с Северо-Двинского маяка в августе 1933 г./Исследования морей СССР. Спец. выпуск А. А. М.—Редакционно-издательский отдел ЦУЕГМС, 1936.—С. 37—68.
137. Сысоев Н. Буря на севере 13—17 июня 1915 г., ее причины и последствия//Метеорологический вестник.—1916.—№ 2.—С. 38—41.
138. Тимонов В. В. Схема общей циркуляции вод Бассейна Белого моря и происхождение его глубинных вод//Труды ГОИИ.—1947.—Вып. 1 (13).—С. 118—131.
139. Тимонов В. В. Главные особенности гидрологического режима Белого моря//Памяти Ю. М. Шокальского.—М.—Л., 1950.
140. Тимонов В. В. О кинематическом анализе приливов//Труды ГОИИ.—1959.—Вып. 37.—С. 185—204.
141. Тимонов В. В., Кудрявая К. И. Некоторые итоги разработки методики долгосрочных весенних ледовых прогнозов для Белого моря//Труды НИУ ГУГМС.—1946.—Сер. 5.—Вып. 12.—С. 52—75.
142. Тимонов В. В., Кузьмин П. П. Опыт приближенного определения теплового баланса Белого моря//Труды ГИИ.—1939.—Вып. 8.—С. 22—51.
143. Тьюки Д. Анализ результатов наблюдений. Разведочный анализ/Пер. с англ.—М.: Мир, 1981.
144. Угрюмов А. И. Квазидвухлетняя цикличность весенне-летней циркуляции атмосферы//Труды Гидрометцентра СССР.—1971.—Вып. 77.—С. 14—33.
145. Угрюмов А. И. Тепловой режим океана и долгосрочные прогнозы погоды.—Л.: Гидрометеоиздат, 1981.—С. 134—148.
146. Федоров К. Н. Физическая природа и структура океанических фронтов.—Л.: Гидрометеоиздат, 1983.—296 с.
147. Фялиппе О. М. Динамика верхнего слоя океана/Пер. с англ.—Л.: Гидрометеоиздат, 1980.—319 с.
148. Хан Г., Шапиро С. Статистические модели в инженерных задачах/Пер. с англ.—М.: Мир, 1969.—395 с.
149. Хрол В. П. Обмен энергией между океаном и атмосферой в северной полярной области//Проблемы Арктики и Антарктики.—1974.—Вып. 43—44.
150. Цвевинский А. С. Исследование приливных движений в мелководных бассейнах на примере Онежского залива Белого моря. Дис. на соискание ученой степени канд. геогр. наук.—М., 1985.—265 с.
151. Цвевинский А. С. Гидродинамическая модель приливных движений в Онежском заливе Белого моря//Труды ГОИИ.—1988.—Вып. 185.
152. Цуриков В. Л., Зубакин Г. К. Оценка возможных изменений элементов ледового режима Белого моря в связи с изменением части речного стока//Исследования ледяного покрова северо-западных морей.—М., 1981.—С. 36—43.
153. Шереметьевская О. И. Долгосрочный прогноз скорости охлаждения воды до температуры замерзания на Баренцевом, Белом, Балтийском морях//Труды Гидрометцентра СССР.—1981.—Вып. 241.—С. 84—93.
154. Шереметьевская О. И. Вероятностные характеристики сроков первого появления льда на водных объектах Европейской территории СССР//Труды Гидрометцентра СССР.—1976.—Вып. 182.—С. 107—113.
155. Шпикко А. Р. Новое вычисление элементов теплового баланса Белого моря//Метеорология и гидрология.—1948.—№ 5.
156. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя.—М.: Наука, 1974.—655 с.
157. Шудейкин В. В. Физика моря.—М.: Наука, 1968.—С. 507.
158. Щеголева Е. Н. Долгосрочные прогнозы весенних ледовых явлений на Белом море//Труды ЦИП.—1958.—Вып. 76.—С. 31—43.
159. Щеголева Е. Н. Долгосрочные прогнозы осенних ледовых явлений на Белом море//Труды ЦИП.—1958.—Вып. 76.—С. 15—30.
160. Augustine F., Maxwell F., Lajanoff S. Extreme wave spectra in the Gulf of Alaska//Proc. 14th Ann. Offshore Technol. Conf.—Houston, Tex., 1977.—Vol. 3.—P. 1551—1562.
161. Blumberg A. F., Kantha L. H. Open boundary Condition for Circulation Models//J. Hydraul. Eng.—1985.—Vol. 111, N 2.—P. 237—255.
162. Carlwright D. E. A unified analysis of tides and surges round north and east Britain//Phil. Trans. Roy. Soc.—1968.—Vol. 263a.—P. 1—55.
163. Csányi G. T. Circulation in the coastal Ocean.—D. Reidel, Dordrecht, 1982.—279 p.
164. Davies A. M., Furnes G. K. Observed and computed tidal currents in the North Sea//J. Phys. Oceanogr.—1980.—Vol. 10, N 2.—P. 237—257.
165. Doodson A. T., Warburg H. D. Admiralty manual of tides. Pt. 8.—London, 1941.—270 p.
166. Flather R. A. A tidal model of the North-West European continental shelf//Mem. Soc. Roy. Sci. Liege.—1976.—Vol. 10.—P. 141—164.
167. Flather R. A., Heaps N. S. Tidal computations for Morecambe Bay//Geophys. J. Roy. Astron. Soc.—1975.—Vol. 42, N 2.—P. 489—517.
168. Foundberg B. On the instability of leapfrog and Crank-Nicolson approximations of a nonlinear partial differential equation//Math. Comp.—1973.—Vol. 27, N 121.—P. 43—57.
169. Garret C. J. R., Munk W. H. The age of the tide and the „O” of the Oceans//Deep-Sea Res.—1971.—Vol. 18.—P. 493—502.
170. Godin G. Frictional damping of the tide in the Gulf of California//Geof. Int.—1985.—Vol. 24, N 2.—P. 295—313.
171. Godin G., Gutierrez G. Non-linear effects in the tide of the bay of Fundy//Cont. Shelf Res.—1986.—Vol. 5, N 3.—P. 379—402.
172. Goldman J. An approach to the maximum storm//Proc. 9th Ann. Offshore Conf.—Houston, 1977.—Vol. 2.—P. 309—314.
173. Greenberg D. A. A numerical model investigation of tidal phenomena in the Bay of Fundy and Gulf of Maine//Mar. Geod.—1979.—Vol. 2, N 2.—P. 161—187.
174. Greenberg D. A. Modelling the mean barotropic circulation in the bay of Fundy and gulf of Maine//J. Phys. Oceanogr.—1983.—Vol. 13, N 5.—P. 886—904.
175. Hansen W. Hydrodynamical methods applied to oceanographic problems//Proc. Symp. Math. Hydrodyn. Meth. Phys. Ocean.—Hamburg, 1981.—P. 25—34.
176. Heath R. A. Phase relations between the over and fundamental tides//Disch. Hydrogr. Z.—1980.—Bd. 33.—S. 177—191.
177. Haring R., Heideman J. Gulf of Mexico rare wave return periods//J. Petrol. Technol.—1980.—Vol. 32, N 1.—P. 35—47.
178. Henry R. F., Richardson—Siefceki schemes for the shallow-water equations with applications to Kelvin waves//J. Comput. Phys.—1981.—Vol. 41, N 2.—P. 389—406.
179. Hough O. G. Wave climate and processes//Ocean Sci. and Eng.—1984.—Vol. 9, N 1.—P. 1—23.
180. Imasato N. What is tide-induced residual current?//J. Phys. Oceanogr.—1983.—Vol. 13, N 7.—P. 1307—1317.
181. Kowalik Z. Storm surges in the Beaufort and Chukchi Seas//J. Geophys. Res.—1984.—Vol. 89, N C6.—P. 570—578.
182. Le Provost Ch. Models for tides in the KAP region//UNESCO Repts. Mar. Sci.—1984.—Vol. 28.—P. 25—36.
183. Le Provost Ch. A new approach of tidal computations//Hamburg, Proc. Coast. Eng. Conf.—1988.—Vol. 1.—P. 1104—1121.
184. Longuet-Higgins M. S., Stewart R. W. Changes in the form of short gravity waves on long wave and tidal currents//J. Fluid. Mech.—1960.—Vol. 8.—P. 565—583.
185. Longuet-Higgins M. S., Stewart R. W. The changes in amplitude of short gravity waves on steady non-uniform currents//J. Fluid Mech.—1961.—Vol. 10.—P. 529—549.

186. Macayeal D. R. Numerical simulations of the Ross Sea tides//J. Geophys. Res.—1984.—Vol. C 89, N 1.—P. 607—615.
187. Mathisen J. P., Johansen O. A numerical tidal and storm surge model of the North Sea//Mar. Geod.—1983.—Vol. 6, N 3—4.—P. 267—291.
188. Nihoul J. C., Ronday F. C. The influence of the tidal stress on the residual circulation//Tellus.—1975.—Vol. 27.—P. 484—489.
189. Onishi S., Nishimura T. Field observation and analytical consideration of coherent vortices along free boundary layer in strait//Third Int. Symp. Stoch. Hydraul., 1980.—P. 631—642.
190. Orłowski I. A. Simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows//J. Comput. Phys.—1976.—Vol. 21.—P. 251—269.
191. Peregrine D. H. Interaction of water waves and currents//Advances in Appl. Mechanics.—1976.—Vol. 16.—P. 9—2117.
192. Petrauskas C., Aagaard P. Extrapolation of historical storm data for estimating design-wave heights//J. Soc. Petroleum Eng.—1971.—Vol. 11, N 1.—P. 23—37.
193. Pingree R. D. Trapped diurnal waves on Porcupine and Rockall Banks//J. Mar. Biol. Assoc. U. K.—1984.—Vol. 64, N 4.—P. 889—897.
194. Pingree R. D., Griffiths D. K. Sand transport paths around the British Isles resulting from M_2 and M_4 tidal interactions//J. Mar. Biol. Assoc. U. K.—1979.—Vol. 59.—P. 497—513.
195. Pingree R. D., Maddock L. The M_4 tide in the English Channel derived from a non-linear numerical model of the M_2 tide//Deep-Sea Res.—1978.—Vol. 25.—P. 53—63.
196. Pingree R. D., Griffiths D. K. Currents driven by a steady uniform wind stress on the shelf seas around the British Isles//Oceanol. acta.—1980.—Vol. 3, N 2.—P. 227—236.
197. Platzman G. W. Two-dimensional free oscillation in nature basin//J. Phys. Oceanogr.—1972.—Vol. 2.—P. 117—138.
198. Prandle D. The vertical structure of tidal currents//Geophys. Astr. Fluid Dyn.—1982.—Vol. 22.—P. 29—49.
199. Proudman J., Doodson A. T. The principal constituent of the tides of the North Sea//Phil. R. Soc.—1924.—Vol. A 224.—P. 185—219.
200. Provis D. G., Lennon G. W. Eddy viscosity tidal cycles in a shallow sea//Estuarine, Coast. and Sh. Sci.—1983.—Vol. 16, N 4.—P. 351—361.
201. Rammung H. G., Kowalik Z. Numerical modelling of marine hydrodynamics//Appl. to dynamic phys. processes. Els. Oceanogr. Ser. Vol. 26.—Amsterdam—Oxford, N. Y., 1980.—868 p.
202. Robinson I. S. Tidally induced residual flow Phys. oceanog. of coastal and shelf seas. Els. Oceanogr. S vol. 35.—Amsterdam—Oxford—N. Y.—Tokio, 1983.—P. 32—356.
203. Sillecki A., Wurtelise M. The numerical integration of the nonlinear shallow water equation with sloped boundaries//J. Comput. Phys.—1970.—Vol. 6.—P. 219—237.
204. Simpson J. H., Hunter J. R. Fronts in the Irish Sea//Nature.—1974.—Vol. 250.—P. 404—406.
205. Shwab D. J., Rao D. B. Two-dimensional normal modes in arbitrary enclosed basins on rotating earth: application to lakes Ontario and Superior//Phil. Trans. Roy. Soc. 1976.—Vol. 281 A.—P. 63—98.
206. Smith P. C. The mean and seasonal circulation Southwest Nova Scotia//J. Phys. Oceanogr.—1983.—Vol. N 6.—P. 1034—1054.
207. Tee K. T. Tide-induced residual currents, a 2-d nonlinear numerical tidal model//J. Mar. Res.—1976.—Vol. 34.—P. 603—628.
208. Tee K. T. Tide-induced residual currents-verification of a numerical model//J. Phys. Oceanogr.—1977.—Vol. N 3.—P. 396—402.
209. Wright D. G., Greenberg D. A., Loder J., Smith P. C. The steady-state barotropic response of the Gulf of Maine and adjacent regions to surface wind stress//J. Phys. Oceanogr.—1986.—Vol. 16, N 5.—P. 947—966.
210. Wubbe C., Krauss W. The two-dimensional seiches of the Baltic Sea//Oceanol. Acta.—1979.—Vol. N 4.—P. 435—446.
211. Vincent C. E. The interaction of Wind-Generated Sea waves with Tidal Currents//J. Phys. Oceanogr.—1975.—Vol. 9, N 4.—P. 748—755.
212. Yanagi T. Fundamental study of the tidal residual circulation//J. Oceanogr. Soc. Jap.—1976.—Vol. 32, N 1.—P. 199—208.
213. Zimmerman J. T. F. Dynamics, diffusion and geomorphological significance of tidal residual eddies//Nature 1981.—Vol. 290, N 5807.—P. 549—555.