ПРОЕКТ «МОРЯ»

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ

ТОМ X

БЕРИНГОВО МОРЕ

ВЫПУСК 1

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Гидрометеоиздат

Федеральная служба России по гидрометеорологии
и мониторингу окружающей среды
Государственный океанографический институт
Дальневосточный научно-исследовательский
гидрометеорологический институт

ПРОЕКТ „МОРЯ"

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ

ТОМ X

БЕРИНГОВО МОРЕ

ВЫПУСК 1

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Под редакцией
канд. геогр. наук Ф. С. Терзиева

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1999

УДК 551.46

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ СЕРИИ МОНОГРАФИЙ
„ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ":

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

Освещен широкий круг вопросов по метеорологии и климату, физической океанологии и динамике вод Берингова моря. Содержится подробный научный анализ закономерностей формирования и современного состояния элементов климата (ветра, температуры и влажности воздуха, облачности, осадков, гроз, туманов, ограниченной видимости и др.) и гидрологического режима (теплового баланса, температуры, солености и плотности воды, уровня, течений, волнения, ледяного покрова и др.), их пространственно-временной изменчивости и взаимосвязей. Информационной основой являются данные океанографических съемок, метеорологических наблюдений судовых и береговых гидрометеорологических станций, авиационных и спутниковых наблюдений, а также результаты, полученные расчетными методами.

Рассчитана на широкий круг специалистов: метеорологов, океанологов, проектировщиков, изыскателей, работников транспортного и промыслового флотов.

Ответственный редактор Ф. С. Терзиев

Отзывы и предложения просьба направлять в Государственный океанографический институт по адресу: 119838, ГСП, Москва, Г-34, Кропоткинский пер., 6

Книга подготовлена и издана при финансовой поддержке
Министерства науки и технологий Российской Федерации

Г $\frac{1805040600-23}{069(02)-98}$ Без объявл.

© Федеральная служба России
по гидрометеорологии и мониторингу
окружающей среды, 1998 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Часть I. Физико-географическая характеристика 6
1. Географическое положение и границы 6
2. Основные морфометрические характеристики 8
3. Берега Берингова моря 8
4. Рельеф дна 11
5. Донные отложения 14
6. Происхождение моря 16
7. Гидрометеорологические условия 17
Список литературы к ч. I 18

Часть II. Метеорология и климат 20
8. Краткая историческая справка по изучению климата моря 20
9. Характеристика материала и методика исследования 23
10. Основные климатообразующие факторы 23
10.1. Краткая характеристика атмосферных процессов и погодных условий 23
10.2. Режим циклонической деятельности. . . . 25
11. Пространственно-временное распределение метеорологических параметров и явлений 28
11.1. Атмосферное давление 28
11.2. Ветровой режим 30
11.3. Температура воздуха. 43
11.4. Разность температур „вода—воздух" 50
11.5. Относительная влажность воздуха 51
11.6. Атмосферные осадки. 53
11.7. Облачность 56
11.8. Туманы. 58
11.9. Ограниченная видимость. 60
Заключение к ч. II 62
Список литературы к ч. II 62

Часть III. Тепловой баланс поверхности моря 64
12. Состояние изученности. 64
13. Использованные материалы и методы исследований 65
14. Пространственная структура, внутри- и межгодовые колебания теплового баланса поверхности моря 65
Список литературы к ч. III. 76

Часть IV. Гидрология вод 77
15. Гидрологическая изученность 77
16. Использованный материал и методы его обработки. 80
17. Пространственно-временная характеристика температуры воды 85
17.1. Вертикальное распределение 85
17.2. Короткопериодная изменчивость 94
17.3. Внутригодовая изменчивость 97
17.4. Межгодовая изменчивость. 101
17.5. Особенности пространственно-временного распределения. 105
18. Пространственно-временная характеристика солености вод 111
18.1. Вертикальное распределение 111
18.2. Короткопериодная изменчивость 115
18.3. Внутригодовая изменчивость 118
18.4. Особенности пространственно-временного распределения. 122
19. Пространственно-временная характеристика плотности вод 129
19.1. Вертикальное распределение 129
19.2. Короткопериодная изменчивость 132
19.3. Внутригодовая изменчивость 135
19.4. Особенности пространственно-временного распределения 138
20. Водные массы 142
Список литературы к ч. IV 149

Часть V. Приливные явления 154
21. Изученность приливных явлений 154
22. Особенности режима приливных колебаний уровня моря 156
23. Характер и скорости приливных течений 159
Список литературы к ч. V 160

Часть VI. Непериодические колебания уровня. 161
24. Краткая история исследований уровня моря . . 161
25. Средний уровень моря 164
25.1. Многолетние и межгодовые колебания уровня 164
25.2. Сезонные колебания уровня. 165
26. Режимно-статистическая характеристика экстремальных уровней моря 169
26.1. Экстремальные наблюденные уровни моря 169
26.2. Расчетные уровни редкой повторяемости 170
27. Непериодические колебания уровня синоптического диапазона частот 173
27.1. Общая характеристика колебаний уровня моря, обусловленных метеорологическими факторами, и условия их формирования 173
27.2. Связь непериодических колебаний уровня моря с вынуждающими силами 180
28. Методы расчета и прогноза штормовых нагонов 183
28.1. Метод спектральной регрессии 183
28.2. Численное гидродинамическое моделирование штормовых нагонов в Анадырском заливе 185
Заключение к ч. VI 190
Список литературы к ч. VI 191

Часть VII. Непериодические течения 193
29. Состояние изученности непериодических течений и водообмена через проливы Берингова моря 193
29.1. Состояние изученности непериодических течений 193
29.2. Состояние исследований водообмена через проливы 197
30. Циркуляция вод Берингова моря по инструментальным данным. 198
30.1. Материалы инструментальных измерений течений и методика их обработки 198
30.2. Обобщенная схема течений по инструментальным данным 199
30.3. Временная изменчивость течений 201
30.4. Вертикальная структура течений 204
31. Циркуляция вод Берингова моря по результатам диагностических расчетов 205
31.1. Диагностическая модель расчета течений 205
31.2. Расчетные области и исходные поля для диагностических расчетов течений 207

31.3. Общая схема циркуляции вод 209
31.4. Особенности пространственно-временного распределения непериодических течений 211
31.5. Оценка достоверности полученных схем циркуляции вод 215
Список литературы к ч. VII 218
Часть VIII. Ветровое волнение 220
32. История исследований 220
33. Общая характеристика ветро-волнового режима 222
33.1. О циклонической активности 222
33.2. Пространственно-временная изменчивость волнения 223
33.3. Межгодовая и сезонная изменчивость волнообразующих факторов 225
34. Режимные характеристики ветра и волн по судовым наблюдениям 227
34.1. Оценка материалов наблюдений, их однородность и репрезентативность 227
34.2. Районирование моря 229
34.3. Методы расчета режимных характеристик волнения 229
34.4. Общая характеристика режима волнения 229
34.5. Расчетные режимные характеристики волнения 233
34.6. Совместные и условные распределения элементов волнения и ветра 234
35. Стихийное волнение 235
35.1. Штормы редкой повторяемости 237
35.2. О максимальных высотах волн 239
36. Волнение в прибрежной зоне 241
Список литературы к ч. VIII 245
Часть IX. Ледовые условия Берингова моря и методы их прогнозирования 246
37. Состояние изученности 246
38. Характеристика использованных материалов 246
39. Основные факторы, определяющие ледовый режим Берингова моря 247
40. Режимные характеристики льда 248
40.1. Типизация зим по характеру ледовых условий 248
40.2. Продолжительность ледового периода и ледовитость моря 248
40.3. Образование, развитие и разрушение ледяного покрова 248
40.4. Изменчивость ледовитости моря 249
40.5. Сплоченность льда 250
40.6. Возраст льда 251
40.7. Формы льда 251
40.8. Изменчивость полей сплоченности, возраста, форм льда 251
40.9. Торосистость и заснеженность льда 270
40.10. Сжатие и разрежение льда 270
40.11. Дрейф льда 270
40.12. Припай 271
41. Основные трассы зимнего плавания 271
42. Обледенение судов 273
43. Методы прогнозирования ледовых условий в Беринговом море и перспективы их развития 277
Список литературы к ч. IX 279
Часть X. Цунами 280
44. Исторические сведения о цунами в Беринговом море 280
45. Механизмы образования цунами в Беринговом море 282
45.1. Сейсмическая характеристика района . . . 282
45.2. Цунамигенные зоны 283
45.3. Возможные механизмы возникновения цунами 284
46. Распространение и трансформация волн цунами 285
46.1. Условия распространения волн цунами с учетом рефракции 285
46.2. Оценка расчетных высот волн цунами . . . 287
46.3. Проявление нелинейно-дисперсионных эффектов при распространении цунами в прибрежной зоне 287
47. Захват энергии цунами топографией прибрежной зоны 289
48. Служба цунами на Камчатке 290
Список литературы к ч. X 290
Приложение. Таблица гармонических и негармонических постоянных прилива в отдельных пунктах Берингова моря 292

ПРЕДИСЛОВИЕ

Окраинные и внутренние моря обладают огромными биологическими, минерально-сырьевыми, энергетическими, водными и другими ресурсами, которые используются многими отраслями народного хозяйства. К числу наиболее крупных отраслей относятся: рыбное хозяйство, морская нефтегазодобывающая промышленность, морской транспорт, гидроэнергетика, гидромелиорация, здравоохранение (рекреация), коммунальное и промышленное строительство на побережье морей. Многим из них для рационального планирования своего развития и его эффективного осуществления требуется всесторонний учет гидрометеорологических и гидрохимических факторов, в первую очередь таких, как колебания уровня моря, ветер и волны, температура воды и воздуха, 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 уже не могут удовлетворить растущие запросы. Необходимо было создать целенаправленную систему обеспечения режимной гидрометеорологической и гидрохимической информацией хозяйственной деятельности на морях. Такая система создавалась в три этапа под общим научно-методическим руководством ГОИНа с участием ААНИИ, ДВНИГМИ, ГГО, республиканских и территориальных управлений по гидрометеорологии и ряда мореведческих организаций других министерств и ведомств. Первый этап заключался в исследовании прибрежной полосы моря и устьев рек, второй — в изучении шельфовой зоны моря, третий — в изучении открытых районов и моря 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 режимов морей и крупных морских устьев рек, которые широко используются многими практическими и научными организациями.

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

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

4. Методы расчета основных характеристик гидрометеорологических элементов 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 конце 80-х годов.

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

* В связи с тем что сбор и обработка данных проводились до 1989 г., в работе используются прежние названия страны, организаций, учреждений и т. д.

вилась основная задача — отразить современный уровень знаний гидрометеорологических и гидрохимических условий.

В разделах по гидрометеорологии и климату рассматриваются климатообразующие факторы — радиационные условия, циркуляционные процессы, орография берегов, морские течения; климатическое районирование; режим ветра, местные его особенности, штормы; температура воздуха — средние, экстремальные, характерные значения; аномальные сезоны; влажность воздуха; атмосферные осадки и снежный покров; облачность — общая, нижнего яруса, число дней с ясным, полуясным и облачным небом; опасные и стихийные 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; водородный показатель (pH); щелочность как показатель смешения и происхождения вод в море, изменение ее под влиянием природных и антропогенных факторов; режим биогенных веществ — минеральных и органических, растворенных и взвешенных соединений кремния, фосфора и азота, характеристика элементов баланса биогенных веществ, антропогенные изменения баланса биогенных веществ.

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

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

В результате исследований по проекту „Моря" уточнены существующие представления о характеристиках гидрометеорологического и гидрохимического режимов морей, в частности:

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

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

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

— уточнены данные о солевом составе и электрической проводимости вод морей, которые свидетельствуют о существенной трансформации ионного состава и минерализации речного стока под влиянием антропогенных факторов;

— изучены основные факторы формирования газового режима вод — вертикальная устойчивость, 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.

В целом настоящая серия монографий представляет собой естественное продолжение и развитие общей системы обеспечения режимной гидрометеорологической и гидрохимической информацией морских отраслей народного хозяйства страны на морях, омывающих берега России, 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.

При необходимости более подробная информация по гидрологии, метеорологии, гидрохимии и загрязнению морей может быть получена в ГОИНе или других НИИ и управлениях по гидрометеорологии по специальному запросу.

Общее научно-методическое руководство исследованиями по проекту „Моря" и по подготовке серии монографий „Гидрометеорология и гидрохимия морей" 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, Берингово моря).

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

Том X „Берингово море" подготовлен под руководством ответственного исполнителя канд. геогр. наук В. А. Лучина (ДВНИГМИ) в соответствии с общим планом серии монографий и состоит из двух выпусков — „Гидрометеорологические условия" и „Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности".

Выпуск 1 содержит комплексную характеристику метеорологических, гидрологических и ледовых условий Берингова моря, предназначенную для многоцелевого использования в научно-исследовательской работе и при гидрометеорологическом обеспечении народного хозяйства.

Сведения о гидрометеорологических условиях Берингова моря необходимы для рационального планирования рыбного промысла и марикультуры, проектирования и эксплуатации гидротехнических сооружений на шельфе, обеспечения безопасности мореплавания, а также для решения задач охраны водной и воздушной среды. На их основе осуществляется оптимизация системы наблюдений, определяются направления дальнейших исследований моря. Хорошая изученность отдельных элементов гидрометеорологического режима, наличие продолжительных рядов наблюдений позволяют использовать эти данные для мониторинга климата, в гидрометеорологическом и промысловом прогнозировании.

На протяжении длительного времени исследования Берингова моря проводятся организациями Росгидромета (Камчатским территориальным управлением по гидрометеорологии, Дальневосточным региональным научно-исследовательским гидрометеорологическим институтом (ДВНИГМИ), Государственным океанографическим институтом (ГОИН)), институтами и экспедициями ДВО РАН, Минрыбхоза, Миннефтепрома, а также учреждениями других министерств и ведомств. В результате этих исследований создан большой информационный фонд, включающий архивы гидрометеорологических наблюдений и синоптических карт, научно-справочную литературу, статьи, отчеты и многочисленные неопубликованные работы. Определенное представление об этом фонде дает библиография настоящего выпуска. Достаточно полная характеристика информационной базы содержится в разделах работы, посвященных рассмотрению тех или иных элементов гидрометеорологического режима.

Монография существенно дополняет справочные данные о гидрометеорологических условиях Берингова моря, представленные в более ранних работах. Многие режимные характеристики получены впервые или со значительно большей пространственно-временной детализацией, чем прежде. Преимущественное внимание уделено оценкам экстремальных значений гидрометеорологических элементов и опасным гидрометеорологическим явлениям. Наряду с этим в монографии широко представлены новые научные и научно-методические результаты, полученные в ходе выполнения проекта „Моря", дан критический анализ современной изученности гидрометеорологического режима, показаны перспективы дальнейших исследований. При подготовке монографии не ставилась задача описания методов метеорологических и морских прогнозов, применяемых на бассейне (это потребовало бы значительного увеличения ее объема), однако во многих случаях выявленные закономерности гидрометеорологического режима имеют прогностическое значение. В некоторых случаях, например при описании штормовых нагонов, ледовых условий, приводятся гидродинамические и физико-аналитические методы расчета и прогноза штормовых нагонов и элементов ледового режима.

Выпуск 1 подготовлен коллективом сотрудников ДВНИГМИ при участии специалистов ГОИНа, Дальневосточного государственного университета (ДВГУ), Тихоокеанского океанологического института Дальневосточного отделения Российской академии наук (ТОИ ДВО РАН) и некоторых других организаций.

Авторами настоящего выпуска являются: часть I — А. С. Сваричевский (гл. 1—6), В. А. Лучин, В. А. Меновщиков, Н. Г. Алисимчик, Т. И. Супранович, В. В. Плотников, Н. А. Дашко и И. Е. Кочергин (гл. 7); часть II— Л. А. Стариченко (введение, гл. 8—10, пп. 11.1, 11.3—11.9, заключение), К. Б. Юдин (картографические материалы), В. Е. Ботьянов (п. 11.2); часть III — О. Г. Пятин и В. А. Меновщиков; часть IV — В. А. Лучин и В. А. Меновщиков (гл. 15, 16, 18, 19, пп. 17.1—17.3, 17.5), Г. В. Хен (п. 17.4), В. А. Лучин и В. М. Лаврентьев (гл. 20); часть V — Т. И. Супранович и Т. Н. Чупахина; часть VI — А. В. Савельев; часть VII — В. А. Лучин и В. А. Меновщиков; часть VIII — Н. Г. Алисимчик (введение, гл. 32, 33, 35, 36), В. Е. Ботьянов (гл. 34); часть IX — В. В. Плотников (пп. 40.1, 40.8, гл. 42, 43), Л. П. Якунин (пп. 40.3, 40.5—40.7, 40.9—40.12, гл. 41), Л. П. Якунин и В. В. Плотников (гл. 37—39, пп. 40.2, 40.4); часть X — Ю. А. Заякин (гл. 44, пп. 45.1, 45.2, 46.1), Ю. А. Заякин и И. Е. Кочергин (пп. 45.3, 46.2, гл. 48), И. Е. Кочергин (п. 46.3, гл. 47).

В выполнении расчетов и различных видов технических работ принимали участие: Т. С. Моторыкина, Л. Л. Безденежных, С. В. Жукова, В. М. Лаврентьев, Т. Н. Чупахина, М. М. Асташкина, В. М. Шашель, Л. А. Кравченкова, Т. А. Перунова, Н. Н. Самсонова.

1. Географическое положение и границы

Берингово море — окраинное. Оно расположено в северной части Тихого океана и разделяет Азиатский и Северо-Американский континенты. На северо-западе его ограничивают побережья Северной Камчатки, Корякского нагорья и Чукотки; на северо-востоке — побережье Западной Аляски. Южная граница моря проводится по цепи Командорских и Алеутских островов, образующих гигантскую вытянутую к югу дугу и отделяющих его от открытых акваторий Тихого океана (рис. 1.1). Беринговым проливом на севере оно соединяется с Северным Ледовитым океаном и многочисленными проливами в цепи Командорско-Алеутской гряды на юге — с Тихим океаном.

Самой северной точкой Берингова моря является вершина зал. Креста; южной — о. Горелый (Алеутская гряда). Крайняя западная точка расположена на береговой линии Карагинского залива, а восточная — в устье р. Квичак, впадающей в Бристольский залив.

Береговая линия Берингова моря имеет сложные очертания, обусловленные наличием многочисленных полуостровов, заливов, островов и проливов. Крупнейшими на западном побережье являются заливы: Озерной, Карагинский, Олюторский, Анадырский, Мэчигмэнский. На восточном побережье это заливы: Нортон, Кускоквим и Бристольский. На беринговоморском побережье Алеутских островов вследствие их небольших размеров крупных заливов нет, но их берега в значительной степени расчленены многочисленными бухтами.

Острова в Беринговом море разнообразны как по размеру, так и по происхождению. Здесь встречаются одиночные острова и целые архипелаги, вытянутые в виде гряды. В пределах моря, значительную часть которого занимают пространства Азиатской и Северо-Американской подводных континентальных окраин, а также переходной зоны их с Тихим океаном, выделяются материковые острова и острова переходной зоны.

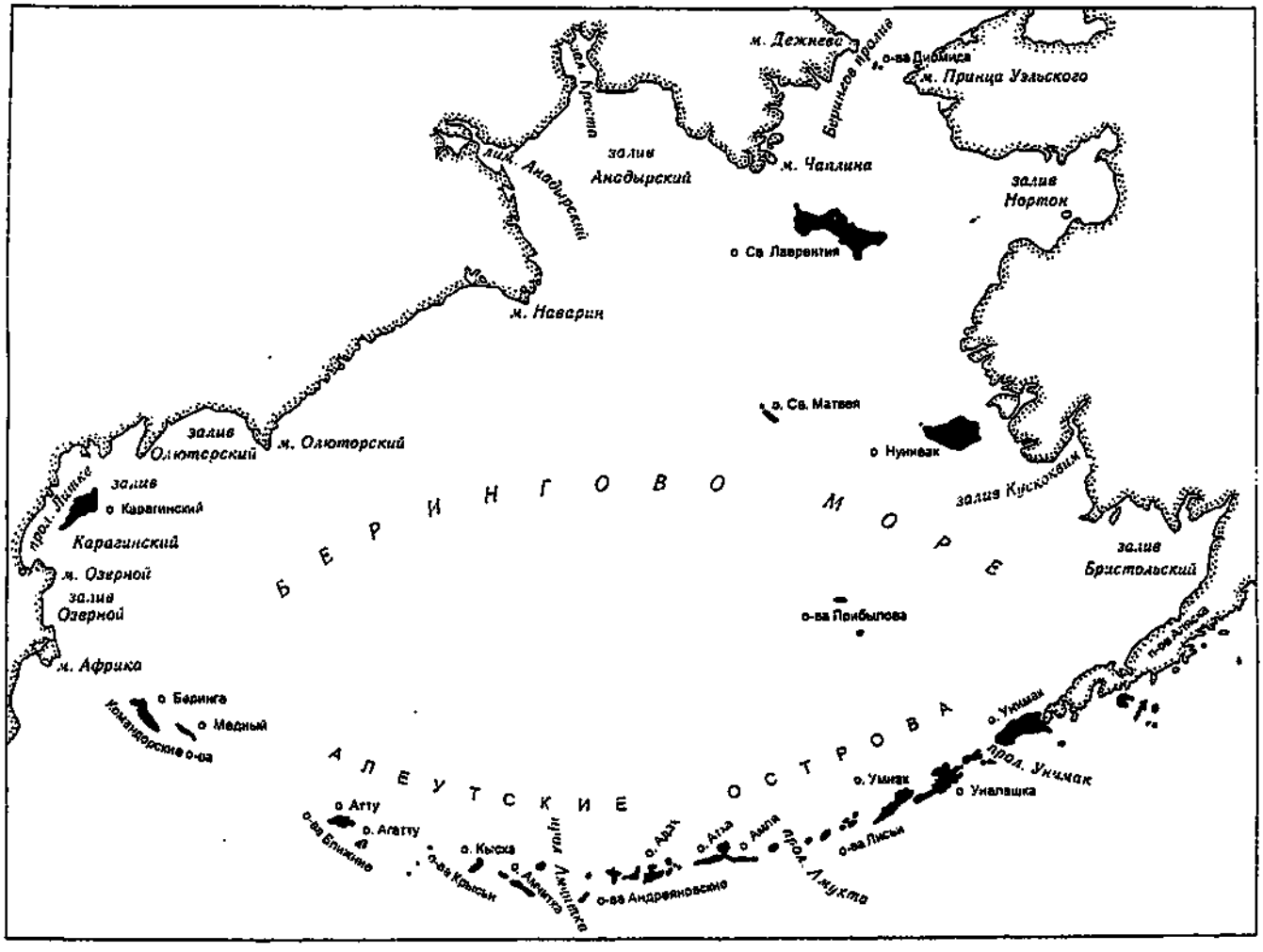


Рис. 1.1. Границы Берингова моря.

Материковые острова представляют собой участки суши в пределах континентальных блоков земной коры. Они немногочисленны. Это прибрежные острова — Карагинский, Диомида, Нунивак, Гагемейстера — и множество более мелких островков и скал, а также довольно крупные, удаленные от береговой линии Аляски острова Св. Лаврентия, Св. Матвея, Прибылова. К островам переходной зоны относятся линейно вытянутые архипелаги Командорских и Алеутских островов, вершины подводного Алеутского хребта. Островные цепи здесь, как и у других аналогичных образований, двойные. Внутреннюю беринговоморскую дугообразную гряду составляют вулканические острова, а внешнюю тихоокеанскую — складчатые.

Протяженность Командорско-Алеутской гряды из 150 островов 2260 км. Площадь островов 37 840 км^2 [33]. Широкими проливами она расчленена на отдельные архипелаги: острова Командорские, Ближние, Крысьи, Андреяновские, Лисьи. В пределах этих архипелагов отдельные цепи внешней и внутренней гряд сближаются до полного их слияния (острова Андреяновские и Лисьи). У некоторых архипелагов внутренние цепи отсутствуют (острова Командорские и Ближние).

Самые крупные острова располагаются на флангах Алеутской гряды — в архипелагах Командорских и Лисьих островов. Это острова Беринга, Унимак, Уналашка и Умнак. Высота крупных островов достигает в среднем 600—1000 м. Действующие вулканы поднимаются выше: вулкан Макушина (о. Уналашка) — 2036 м, вулкан Шишалдина (о. Унимак) — 2857 м.

Таблица 1.1

Морфометрические характеристики проливов Командорско-Алеутской островной гряды (по [33], с сокращением)

Пролив	Ширина, км	Максимальная глубина, м	Площадь сечения, км^2
Камчатский	190,8	4420	335,34
Ближний	363,3	2000	238,96
Булдырь	125,4	760	32,05
Амчитка	138,0	1082	54,94
Амухта	74,1	446	23,28
Унимак	19,6	82	1,18

За исключением редких широких проходов, проливы Командорско-Алеутской гряды в большинстве своем узки.

Как видно из табл. 1.1, наиболее глубокие проливы располагаются в западной части гряды. Камчатский пролив даже глубже, чем дно прилегающей глубоководной котловины Берингова моря. Глубины проливов редко превышают 200 м (проливы Юнаска, Герберта, Самалга и др.), поэтому Беринговo море по классификации Н. Н. Зубова относится к бассейновым морям [16]. Суммарная площадь поперечного сечения проливов Командорско-Алеутской гряды — 730,92 км^2 [33].

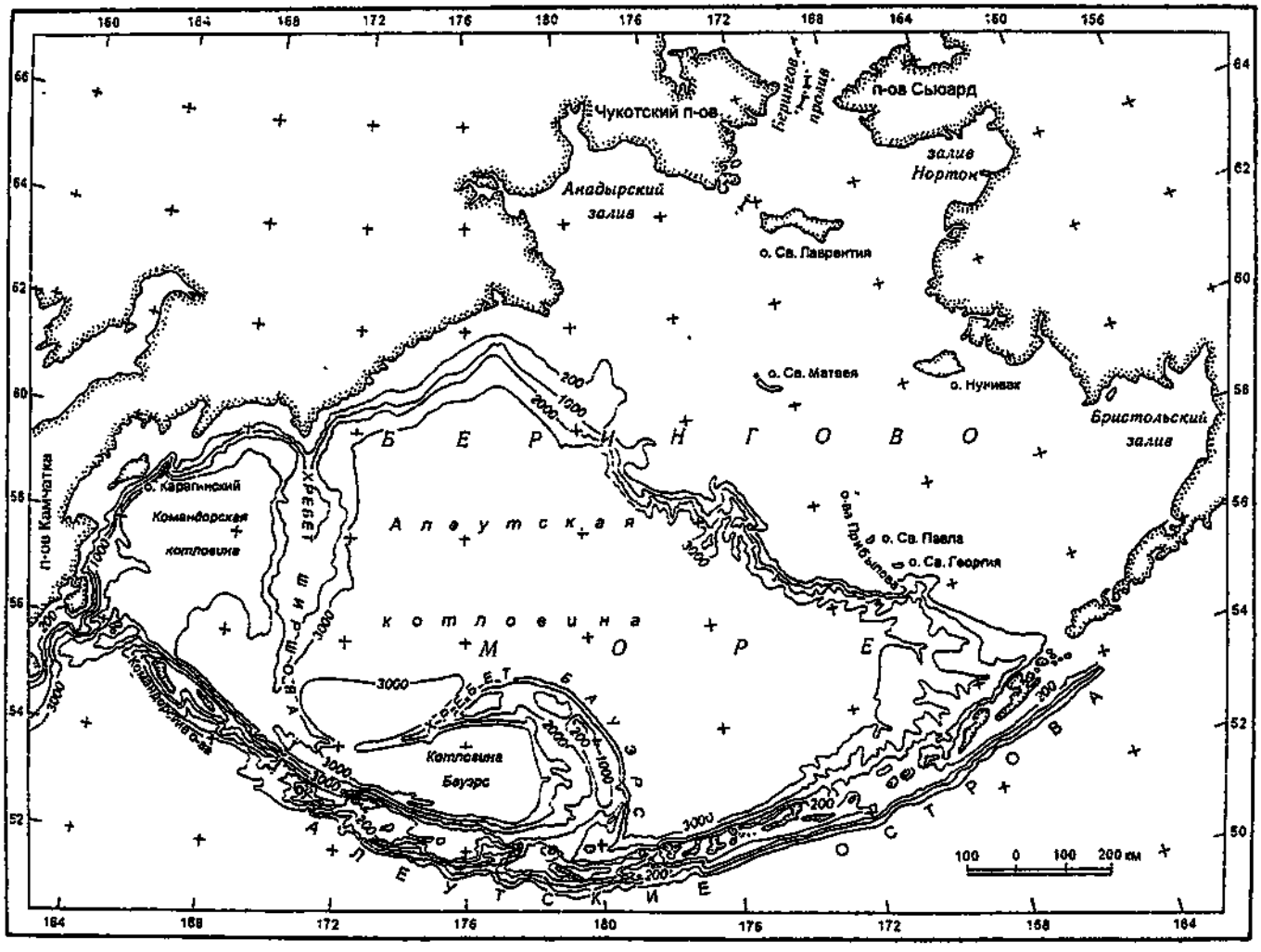


Рис. 2.1. Батиметрическая карта Берингова моря.

2. Основные морфометрические характеристики

Размеры Берингова моря в указанных выше границах составляют с севера на юг 1683 км, а с запада на восток 2389 км; протяженность береговой линии 13 340 км [33]. Общая площадь его, по последним измерениям [34], равна 2344,3 тыс. км^2, причем зеркало вод — 2315, 4 тыс. км^2.

Берингово море — глубоководное (рис. 2.1). Самая глубокая его часть находится в Камчатском проливе — 4420 м, но в основном глубины менее 4000 м.

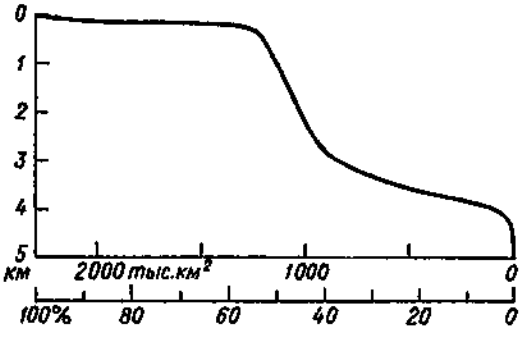


Рис. 2.2. Батиграфическая кривая Берингова моря (по [1]).

На батиграфической кривой (рис. 2.2) и в табл. 2.1 показано распределение площадей по батиметрическим ступеням. Из них следует преобладание двух основных батиметрических уровней, соответствующих верхнему шельфу и днищам абиссальных котловин.

Таблица 2.1

Площади и объемы батиметрических ступеней [32, 34]

Глубина, км	Площадь		Объем	
	тыс. км^2	%	тыс. км^3	%
0,0—0,2	1061,2	45,8	315	8,3
0,2—0,5	51	2,2	368	9,7
0,5—1,0	61	2,7	586	15,4
1,0—2,0	127,7	5,5	1078	28,4
2,0—3,0	161,6	7,0	963	25,4
3,0—4,0	849,1	36,7	485	12,8
4,0—5,0	3,0	0,1	1	0,0

Таблица 2.2

Распределение площадей основных морфоструктурных элементов Берингова моря

Форма рельефа	Площадь	
	тыс. км^2	%
Предконтинент (подводная континентальная окраина):	1463,4	63,2
— шельф	1060,5	45,8
— склон	402,9	17,4
Предокеан (днища абиссальных котловин)	852,1	36,8

Основные морфоструктурные элементы переходных зон Берингова моря между Тихим океаном и Северо-Восточной Азией и Северной Америкой представлены в табл. 2.2. Обособленность моря, определяемая как отношение объема водной массы к сумме площадей сечения проливов, от Северного Ледовитого океана составляет 1 123 076,92; от Тихого океана — 5192,22.

3. Берега Берингова моря

Описание берегов ведется по регионам, сходным по физико-географическим и морфоструктурным условиям, с юга по часовой стрелке (рис. 3.1).

Берега Командорско-Алеутской гряды. Молодой, в том числе и современный вулканизм, приуроченный к внутренней беринговоморской цепи островов, послужил основой первичной расчлененности их береговой линии. Поскольку для Командорских и Ближних островов, относящихся к внешней гряде, он не характерен, первичная расчлененность их берегов вызвана разрывными дислокациями. Основными преобразующими процессами, действующими непродолжительное время вследствие молодости островов, служили волновые процессы. Этому способствовало отсутствие ледяного покрова. Кроме того, на формирование побережий оказывают влияние денудационные процессы, например плоскостной смыв в условиях повышенной влажности. Кое-где проявляются эоловые процессы.

Для Командорских островов с тектонической первичной расчлененностью характерны мелкобухтовые абразионные берега, а для Алеутских вулканических островов — бухтовые, преимущественно фиордовые. Особенно широко представлены фиорды в группе Андреяновских островов. Абразионные берега имеют высокие уступы в 100—200 м [3]. В основании уступов часты волноприбойные ниши, гроты, арки, подводные бенчи с останцами — кекурами. Ширина бенчей у мысов порой доходит до 2—3 км. Аккумулятивные формы для Алеутских и Командорских островов не характерны, представлены узкими пляжами. На о. Унимак развиты пересыпи и косы.

Берега азиатского побережья. На азиатском побережье Берингова моря выделяется пять геоморфологических областей [11]: побережья Карагинского и Олюторского заливов, восточное побережье Корякского нагорья, западное побережье Анадырского залива, побережье Чукотки.

Общим для всего западного побережья Берингова моря является интенсивное первичное расчленение береговой линии, вызванное гористостью суши и ее затоплением в послеледниковую трансгрессию. Поэтому для него характерно существование бухтовых берегов — фиордовых, ледниково-бухтовых, лиманных, в различной степени испытавших последующую переработку [28].

Карагинский залив обрамлен преимущественно низкими равнинами. Здесь широко распространены абразионно-аккумулятивные выровненные берега. На северо-западном побережье зал. Литке и на отдельных участках побережья зал. Озерного абразионное срезание выступов и отчленение бухт пересыпями и косами привели к широкому распространению лагун. Менее распространены выровненные аб-

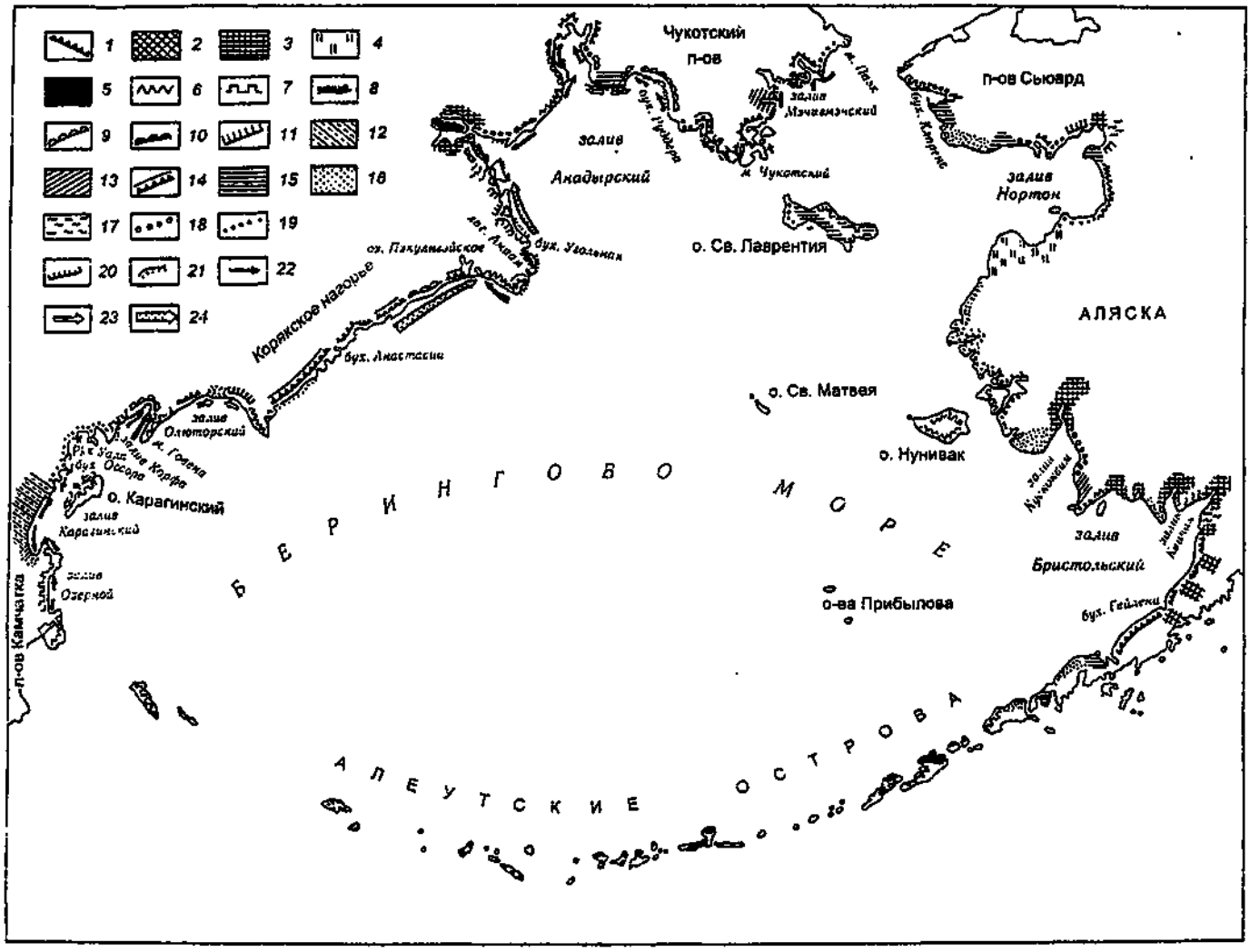


Рис. 3.1. Морфогенетические типы берегов Берингова моря с элементами динамики (по [3, 7]).

Берега, мало измененные морем: *1* — фиордовые, *2* — лиманные, *3* — эстуарного типа, *4* — дельтовые, *5* — вулканические; берега, измененные морем: *6* — типично абразионные, сложенные коренными породами, *7* — абразионно-денудационные, *8* — типично абразионные, сложенные рыхлыми четвертичными толщами, *9* — абразионно-солифлюкционные, *10* — термоабразионные, *11* — абразионно-лагунные, *12* — лагунно-лиманные, *13* — берега с отчлененными лиманами, *14* — берега с отчлененными фиордами, *15* — лагунные, *16* — берега аллювиально-морских равнин, *17* — лайденные, *18* — берега азовского типа, *19* — абразионно-бухтовые, *20* — участки замедленного роста или размыва аккумулятивных форм, *21* — участки аккумуляции наносов и роста аккумулятивных форм; направления потоков наносов: *22* — получающих питание за счет абразии и твердого стока рек, *23* — только со дна, *24* — комбинированного питания.

разионные берега. Мало изменены абразией восточные берега о. Карагинского, оборванные сбросами.

Аккумулятивные берега в Карагинском заливе представлены крупными свободными и примкнутыми формами: коса-перейма Ильпыр в зал. Уала, косы в заливах Оссора, Карага и др. В настоящее время их рост замедлен или они размываются. Размывается также юго-восточное окончание о. Карагинского.

Потоки наносов в Карагинском заливе формируются исключительно за счет абразии и твердого стока рек. Основное направление их юго-западное. Лишь в южной части залива — в заливах Корфа и Озерном — формируются противопотоки, направленные к вершинам. Выдвижение кос и наволоков в прол. Литке и отдельных заливах приводит к усложнению контура береговой линии. Здесь в районах широкого распространения рыхлых пород отмечаются наиболее мощные и протяженные потоки.

В Олюторском заливе берега одноименного полуострова относятся к типу мало измененных морем тектонических побережий, оборванных сбросами. В восточной части залива широко представлены абразионные берега, выработанные как в рыхлых, так и в коренных породах. Здесь отдельные выступы срезаны абразией и широко распространены лагуны. В центральной части побережья Олюторского залива размываются участки аллювиально-морских равнин и формируются выровненные абразионно-аккумулятивные берега.

Современная аккумулятивная деятельность фиксируется на восточном побережье п-ова Говена. Размыв же аккумулятивных форм наблюдается на востоке залива в зоне конвергенции двух вдольбереговых потоков наносов, питающихся только со дна залива.

Восточное побережье Корякского нагорья характеризуется альпинотипным, сильно расчлененным рельефом молодого плиоценчетвертичного возраста с многочисленными снежниками, каровыми ледниками, узкими долинами. Приразломные троговые долины, затопленные в послеледниковую трансгрессию, послужили основой для формирования фиордов — бухт Анастасии, Петра и

др. Иная природа фиордов северо-восточной части Корякского нагорья — лагун Аринай, Орианда, Амаам и др. Они приурочены к синклинальным депрессиям гор Уквушвуйнен [14].

Берега фиордов прямолинейны и круты. Мало изменены также отдельные участки побережья, заложенные вдоль разломных зон, и вершины фиордовых бухт. В основном они развиваются как денудационные склоны. Обвально-осыпные склоны здесь опускаются ниже уреза воды под углом естественного откоса. Следы абразионной обработки фиордовых берегов представлены клифами у их входов. Сохранность первичной расчлененности берегов Корякского нагорья связана как с устойчивостью к разрушению горных пород, так и с развитием широких бенчей, которые сформировались в условиях высоких приливов и разрушения пород в зонах осушки за счет морозного выветривания и абразии [19].

На побережье северо-восточной оконечности Корякского нагорья распространены преимущественно абразионно-аккумулятивные берега. Абразионным процессом лишь частично срезаны антиклинальные хребты — полуострова. На открытых участках выработаны высокие, почти отвесные клифы, которые расчленены узкими, часто висячими речными долинами и каналами стока осыпного материала. В основании клифов встречаются волноприбойные ниши. Глубоко вдающиеся в сушу синклинальные депрессии, использованные троговыми долинами, блокированы пересыпями и превращены в озера (лагуны Лахтина, Аринай, Амаам, Орианда). В корневых частях пересыпей встречаются участки отмерших клифов, широко распространены денудационные уступы с мощными осыпями, спускающимися к урезу воды. Перед этими перемычками располагаются бухты Угольная, Ушакова, Гавриила, Грейга, берега которых подвержены абразии. Аккумулятивные формы — пересыпи и террасы — часто задернованы, со следами древних береговых валов. Пересыпи рассечены извилистыми протоками, соединяющими озера-лагуны с морем.

Мощные вдольбереговые потоки наносов у Корякского нагорья зафиксированы на северо-востоке, где они сходятся в районе оз. Пэкулнгэйского. Местные потоки в бухтах северо-восточной оконечности нагорья направлены от мысов к вершинам бухт.

Морфология берегов Анадырского залива определяется морфоструктурными различиями отдельных участков, петрографическим, литологическим составом слагающих их пород и влиянием ледников четвертичного периода.

Основную часть побережья занимает обширная всхолмленная Анадырская низменность, которая на юго-западе примыкает к горам Уквушвуйнен, а на северо-западе — к горным массивам Чукотского нагорья. В геологическом отношении различия обусловлены участием в строении гор Уквушвуйнен и их отрогов мощных дислоцированных однообразных в литологическом отношении плотных осадочных толщ. Горы Чукотки сложены в основном вулканогенными осадочными породами, прорванными интрузиями гранодиоритов и гранитов, которые образуют многочисленные мысы. Анадырская равнина, располагающаяся между этими гористыми районами, сложена рыхлыми четвертичными отложениями, которые скованы многолетней мерзлотой. Поэтому в формировании берегов Анадырского залива существенную роль играют солифлюкция и термическая абразия.

Первичная расчлененность береговой линии связана с затоплением троговых долин и образованием фиордов в горных районах. В настоящее время решающим в формировании берегов является активное волновое воздействие, неодинаковое на берега различной ориентировки и устойчивости к размыву.

Берега Анадырской низменности относительно выровнены и, как правило, относятся к абразионному типу. На юго-западе залива они выровнены и в плане представляют собой плавную, слегка выпуклую дугу на севере и вогнутую — на юге. На севере этой части побережья распространены абразионные берега с уступами, как активными, так и отмершими. Пляжи у их подножия узкие. Здесь широко проявляются процессы термоабразии. Поверхности уступов разрушаются солифлюкцией. На юге участка распространены многочисленные лиманы и лагуны, отчлененные от моря пересыпями. Ширина их достигает 2 км. Поверхности пересыпей обычно задернованы.

Северо-западнее Анадырского лимана низкие абразионные берега также довольно ровные. Небольшая волнистость их обусловлена выходами к побережью в отдельных местах коренных пород, образующих небольшие мысы. Между ними побережье сложено из рыхлых пород. На юге этого района в подводной прибрежной зоне выработана обширная абразионная терраса. Это снижает скорость абразии берега и дает возможность широкому развитию солифлюкции и оползанию.

Аккумулятивные формы представлены пляжами. У северного входного мыса Анадырского лимана располагается мощная коса — Русская Кошка протяженностью 16 км, шириной до 2 км и высотой 3—4 м над уровнем моря. Косы азовского типа усложняют также берега глубоко врезанных в сушу зал. Креста и Анадырского лимана.

Северное побережье Анадырского залива отличается широким распространением аккумулятивных образований и выровненностью береговой линии. Участки активных абразионных клифов переменной высоты здесь чередуются с аккумулятивными пересыпями, отчленяющими лагуны, и косами. К наиболее примечательным формам следует отнести косу Руддера, тянущуюся на северо-запад от м. Чирикова. Ее протяженность 16 км при ширине 200—1500 м. Другая коса — на о. Меечкен — протягивается на 76 км вдоль низкого берега на восток от зал. Креста. Считается, что она представляет собой береговой бар, сформированный в результате поперечного перемещения наносов со дна моря [15]. Они вовлекаются во вдольбереговые дивергентные перемещения, наращивая бар косами с противоположных концов.

В северной части Анадырского залива устанавливается вдольбереговое перемещение наносов в северном направлении под воздействием волн южных румбов. На северо-западе залива они перемещаются преимущественно на юго-запад. Пересыпи юго-западного берега в своем большинстве образовались в результате вдольбереговой миграции наносов на северо-запад.

На Чукотском полуострове основное пространство занимает Чукотское нагорье, отроги которого определяют первичную расчлененность береговой линии. Фиорды в этой части побережья относятся к переходному типу — эрозионно-тектонические. Они образовались после разработки реками тектонических долин. Берега этих фиордов сложены изверженными породами и извилисты, с вторичными бухточками, глубоко вдающимися в сушу. Они не изменены волновыми процессами и покрыты осыпями. На юго-востоке Чукотки фиордовые бухты часто отчленены пересыпями (лагуны Имтук, Аччен, Кивак и др.).

Побережье Берингова пролива располагается в зоне распространения многолетнемерзлых пород, которые при взаимодействии с относительно теплыми морскими водами в летние сезоны оттаивают. Поэтому здесь широко представлены абразионно-солифлюкционные или термоабразионные уступы.

Берега Западной Аляски. На восточном побережье Берингова моря выделяется три основные береговые области: побережье п-ова Сьюард, дельта рек Юкон—Кускоквим и побережье Бристольского залива.

На побережье п-ова Сьюард гористый в целом рельеф сменяется в прибрежной зоне приморскими флювиогляциальными и аллювиально-морскими равнинами шириной до 10 км. Коренные, устойчивые к абразии горные породы в строении берегов почти не участвуют. Затопление этих равнин с весьма спокойным рельефом поверхности и с малым уклоном обусловило отмелость подводного склона и слабую волновую активность. Здесь широкое распространение получили аккумулятивные берега.

Береговая линия на п-ове Сьюард в значительной степени выровнена. На самом востоке низменные берега приморской равнины представляют собой слившиеся дельты рек, впадающих в зал. Нортон. Местами здесь встречаются вытянутые на восток косы.

У м. Ном аккумулятивные террасы и бары образуют дугу, отчленяя мелководные лагуны от моря. На юго-западе побережья аккумулятивные участки берега представлены широкими пляжами и террасами, примыкающими к отмершим клифам, высотой 3—6 м. Абразионно выровненные берега встречаются между мысами Принца Уэльского и Йорк.

Обширная низменность между заливами Нортон и Кускоквим представляет собой слившиеся дельтовые образования двух крупнейших рек Аляски — Юкон и Кускоквим. Дельта имеет в плане треугольную форму. Рост ее происходит быстро и начался еще в конце третичного периода, активизируясь в периоды таяния плейстоценовых ледников. В процессе роста дельты к материку оказались примкнуты некоторые коренные острова. Древние участки дельты Юкона на юге зал. Нортон очень изрезаны, что связано с проявлениями процессов термоабразии. Сюда спускаются к морю многочисленные реки и ручьи с относительно теплой водой из болот и озер. Побережье имеет абразионно-бухтовые и термоабразионные берега. У песчаных побережий распространены бары, вытянутые вдоль берега.

В зал. Кускоквим широко распространены устьевые эстуарии. Причиной тому считается большая величина приливов в вершине залива и высокие скорости (до 4—5 м/с) отливных течений [29].

В Бристольском заливе северное побережье и вершина отличаются от южного. На севере первичное крупнолопастное расчленение связано с затоплением межгорных депрессий, которое вследствие избирательной абразии получило вторичное расчленение. Аккумулятивные формы здесь невелики и встречаются довольно редко. Пляжи в основании клифов узки. Против многих участков берега выработаны бенчи. Южное побережье Бристольского залива характеризуется широким распространением аккумулятивных и абразионно-аккумулятивных берегов. Береговая линия п-ова Аляска в плане представляет собой ряд сочлененных дуг большого радиуса, обращенных выпуклой стороной на север. Эти дуги разделены бухтами — лагуно-лиманами и фиордами. Абразионно выровненные участки здесь распространены западнее бух. Гейдена. Клифы выработаны в моренных толщах и достигают высоты 15—20 м, но в настоящее время они отмирают.

Аккумулятивные берега с современными террасами и пляжами окаймляют низменные приморские равнины п-ова Аляска на западе. Здесь они образуют вытянутые вдоль берега песчаные острова — бары. Ширина отдельных баров составляет 2 км, а высота — 6—18 м.

Вдольбереговые литопотоки у побережья Западной Аляски более определенные на южном берегу п-ова Сьюард, где они питаются поступающим со дна моря материалом. Их направление определяется по очертаниям берегов как северо-западное к бух. Порт-Кларенс и восточное к м. Ном. Небольшие потоки у северного берега п-ова Аляска (Бристольский залив) направлены к вершине залива.

4. Рельеф дна

В пределах Берингова моря основное пространство занимают подводные окраины Азиатского и Северо-Американского континентов (рис. 4.1). Обычно по геодинамическим признакам они подразделяются на активную и пассивную окраины. В морфологическом отношении им соответствуют хребет-кордильера и континентальная платформа на различных стадиях развития (континентальный трап, континентальная терраса). В Беринговом море, помимо этих типов (Командорско-Алеутский хребет и Чукотско-Аляскинская терраса), присутствует начальная стадия предконтинента — Камчатско-Корякский континентальный уступ.

Командорско-Алеутский хребет отгораживает от Тихого океана глубоководные котловины Берингова моря — предокеан.

Командорско-Алеутский хребет-кордильера, отмеченный над уровнем моря цепями островов, в основном располагается под водой. Его протяженность 2260 км, а высота над днищами глубоководных котловин моря составляет 5500 м, у отдельных вулканических построек на островах достигает 6500 м. Подошва беринговоморского склона хребта лежит на глубине 3850 м.

Поперечными впадинами, совпадающими с глубокими проливами, Командорско-Алеутский хребет делится на 10 блоков: Командорский, Ближний, Стейлмейт, Булдырь, Крысьих островов, Деларов, Андреяновский, Четырехсопочный, Лисий и п-ова Аляска. Такое деление наиболее отчетливо выраже-

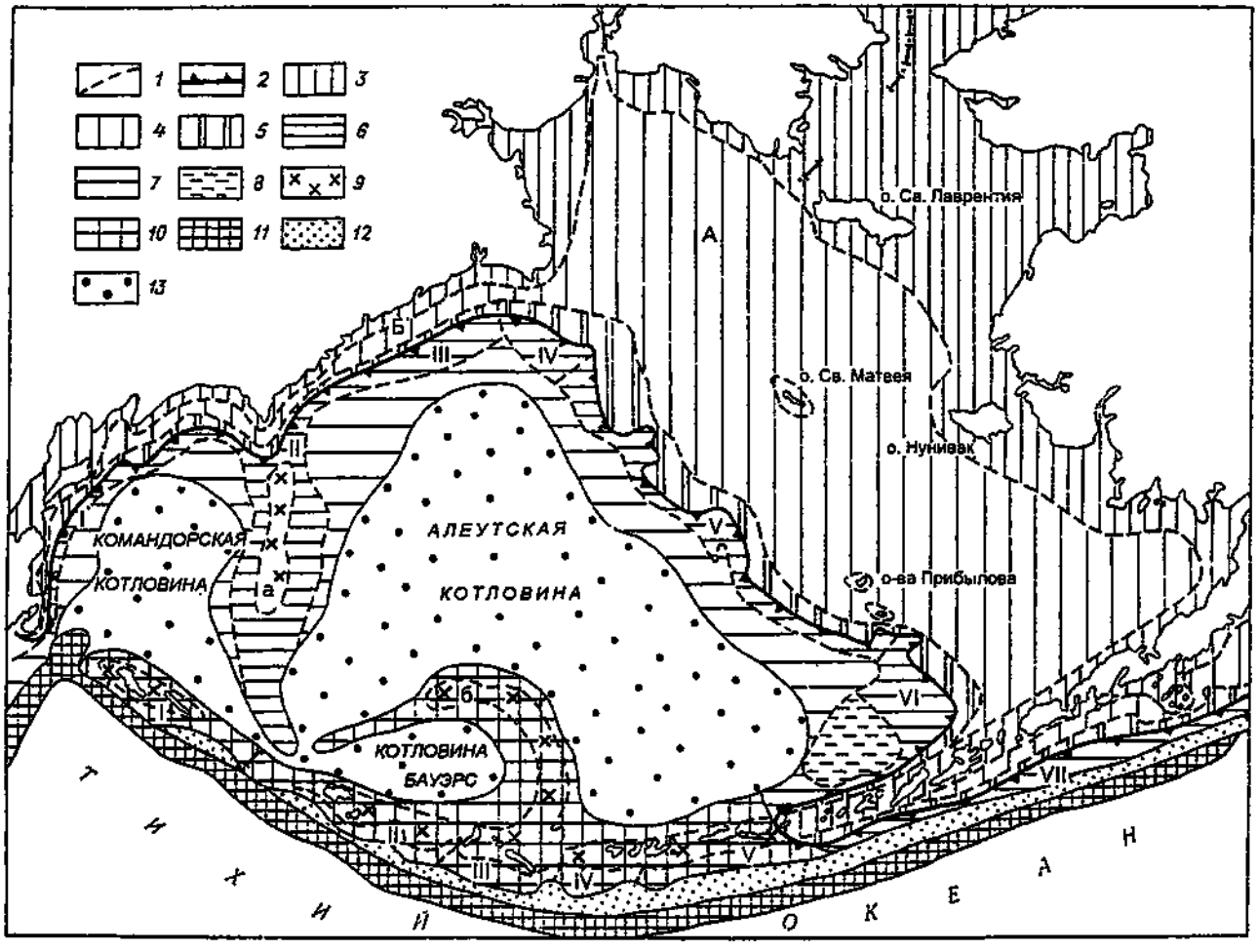


Рис. 4.1. Геоморфологическое районирование Берингова моря [10].

1 — границы районов и зон; *2* — бровка шельфа; *3* — береговой склон; *4* — средняя зона шельфа: *А* — Чукотско-Аляскинского, *Б* — Камчатско-Корякского; *5* — внешняя зона шельфа; *6* — уступ континентального склона: I — Прикамчатский, II — Олюторский, III — Корякский, IV — Наваринский, V — Восточно-Беринговоморский, VI — Бристольский, VII — Восточно-Алеутский; *7* — подножие континентального склона; *8* — краевое плато Умнак; *9* — вершинные поверхности хребтов: *а* — Ширшова, *б* — Бауэрса; *10* — Командорско-Алеутский хребет с хребтом Бауэрса и их блоки: I — Командорский, II — Ближний, III — Крысьих островов, IV — Деларов, V — Андреяновский; *11* — Алеутский глубоководный желоб; *12* — Алеутская глубоководная ступень; *13* — днища глубоководных котловин.

но на внешнем тихоокеанском склоне хребта. На внутреннем беринговоморском склоне оно завуалировано вулканическими постройками. Указанные блоки к западу от Крысьих островов характеризуются левосторонними смещениями относительно друг друга.

Командорско-Алеутский хребет асимметричен: крутизна и расчлененность его внутреннего беринговоморского и внешнего тихоокеанского склонов в пределах отдельных блоков заметно различаются. Для блоков Командорского, Ближнего, Деларов, Андреяновского характерны более крутые и ровные беринговоморские склоны, чем тихоокеанские. Для других блоков устанавливается обратная закономерность. Склоны Командорского и Ближнего блоков спрямлены Амчитко-Командорской системой разломов. Они лишены проявлений надводного вулканизма. Фронт современной вулканической деятельности с несколькими вершинами (например, вулкан Пийпа) оказался отсеченным этой разломной зоной от самого хребта узкой (около 10 км) депрессией [26]. Склоны блоков Четырехсопочного и Лисьего более пологи и сильно расчленены подводными долинами. Наклон их составляет всего 1—3°. Подводные вулканические постройки здесь (например, вулкан Богослов) со стороны моря редки.

Острова Командорско-Алеутской гряды обрамлены шельфовыми равнинами, которые, объединяясь, образуют единую вершинную поверхность. Со стороны Берингова моря ширина шельфа весьма значительна (до 65 км) только в пределах блоков, лишенных вулканических построек (Командорский, Ближний). Она существенно сокращается (до 0,5—1,0 км) там, где вулканы присутствуют. Обособленные молодые вулканические острова (например, Горелый) почти лишены шельфа.

Внешний край беринговоморского шельфа Командорско-Алеутского хребта располагается обычно на глубине 120—150 м. Но в пределах отдельных блоков, главным образом с тихоокеанской стороны, шельф снижается до 1000 м [39].

Хребет Бауэрса имеет форму изогнутой к северу дуги, опирающейся своими флангами на блоки Крысьих островов и Стейлмейт Командорско-Алеутского хребта [22]. Общая протяженность его составляет почти 800 км. По различиям в морфологии он делится на две части: массивную восточную протяженностью 550 км и узкую гребневидную на западе протяженностью 220 км.

Массивный сектор хребта Бауэрса имеет радиус кривизны 220 км. Его высота 3500 м, ширина в основании — 90—200 км. Поперечный профиль асимметричен. Крутизна восточного выгнутого склона (5—7°) превышает наклон западного вогнутого склона (2—5°). На глубине 2200—2400 и 2500—3100 м на внутреннем вогнутом склоне расположены обширные впадины — ступени, рассеченные широкими долинами (например, Рудд).

Поперечными понижениями массивная часть хребта Бауэрса делится на четыре платообразных блока — Петрел, Безымянный, Бауэрса и Ульм. Уплощенные, вероятно абрадированные [33], вершины этих блоков в виде ступеней шириной 90—180 км на глубинах 100—150, 200—900, 350—700, 550—1100 м спускаются к северу. Отмечается их слабый наклон к центру радиуса кривизны. Над уровнем вершинных поверхностей возвышаются отдельные холмы и скалы (банки Петрел, Бауэрса). Субмеридиональный Безымянный блок продольной депрессией разделен на две разновысотные части.

Гребневидная западная часть хребта Бауэрса прямолинейна или даже выгнута в противоположную сторону по отношению к массивной части хребта. Он имеет ширину в основании 10—35 км, высоту переменную — от 400 до 2000 м. Вершина гребня находится на глубине 1500—3500 м. Часто он разделен продольной депрессией. Наклон склонов этой части хребта Бауэрса в среднем составляет 5—10° [22].

Камчатско-Корякский предконтинент. Подводная континентальная окраина Северо-Восточной Азии у берегов Северной Камчатки и Корякского нагорья отнесена к типу континентального уступа. Ширина его шельфа составляет лишь 20—80 км и только в Карагинском заливе увеличивается до 120 км. Континентальный склон имеет довольно простое строение, которое осложняет лишь хребет Ширшова, выступающий от Олюторского полуострова. На северо-востоке Камчатско-Корякский континентальный уступ ограничен крупной Хатырской подводной долиной, за которой предконтинент резко меняет свое простирание и морфоструктурные черты.

В пределах Камчатско-Корякского шельфа по морфологическим признакам выделяются три зоны: прибрежная, внешняя и средняя [5]. Прибрежная зона располагается на глубине 30—50 м. Основой ее является береговой склон, наклон которого составляет около 10′ [33]. Поверхность берегового склона осложнена реликтами субаэрального рельефа. Здесь в затопленном состоянии встречены как береговые формы (валы, уступы, речные долины), так и ледниковые (моренные холмы, троги) [17, 18, 35]. Иногда в его пределах выделяется 20-метровая подводная терраса [35].

Средняя зона шельфа у берегов Камчатки и Корякии выражена крайне слабо. Лишь в Карагинском заливе она достигает внушительных размеров [4]. К ней отнесены участки субгоризонтальных равнин в интервале глубин 50—120 м.

Внешняя зона шельфа протягивается вдоль его бровки. К ней отнесены слабонаклонные (до 30′) равнины на глубине 120—165 м. Бровка шельфа, как правило, выражена отчетливо. Гипсометрическое ее положение колеблется от глубины 90—110 м в Камчатском проливе и на участках эрозии континентального склона подводными долинами и оползнями до 250—320 м в Олюторском заливе [33]. Столь низкое положение внешнего края шельфа указывает на присутствие в Олюторском заливе фрагментов нижнего шельфа.

Склон Камчатско-Корякского предконтинента имеет ширину от 20 до 280 км в зависимости от степени наклона его поверхности. Наиболее он крут на юго-западе, где у о. Карагинского и Олюторского полуострова угол его наклона в среднем составляет 5—10°. На северо-западе в районе Хатырского каньона наклон уменьшается до 3°. Наклон склона меняется также с глубиной. Выделяются три зоны: верхняя (до 500—600 м), средняя (до 2500—3000 м) и нижняя (до 3500 м). Для верхней зоны характерны уклоны 1—2°, для средней — 4—10° и для нижней — менее 1° [21]. Пологая нижняя часть склона представляет собой континентальное подножие.

Склон неравномерно рассечен подводными долинами. Они широко представлены к югу от о. Карагинского, в Олюторском заливе и восточнее Олюторского полуострова — на наиболее крутых участках.

Хребет Ширшова — крупнейший морфоструктурный элемент склона Камчатско-Командорского предконтинента. Он протягивается в субмеридиональном направлении от Олюторского полуострова на 670 км к югу. Максимальную ширину хребет имеет на севере — более 200 км и постепенно сужается к югу до 25 км. На самом юге он меняет свою ориентировку на субширотную и почти смыкается с хребтом Бауэрса [13]. Иногда его южную часть рассматривают в качестве отколовшегося блока Командорско-Алеутского хребта, основываясь на островодужном характере магматизма драгированных с него пород [2]. В южном направлении наблюдается также снижение хребта Ширшова от 3000 м над уровнем прилегающих равнин до 1000 м. Подошва хребта залегает на глубине 3500—3900 м ниже уровня моря.

Поперечными нарушениями и связанными с ними депрессиями хребет Ширшова делится на ряд блоков [9, 13], а продольной депрессией — на узкую западную и массивную восточную гряды. Массивная гряда в пределах северных блоков имеет платообразную, всхолмленную, вероятно абрадированную [33], вершинную поверхность, которая снижается к югу от 350—700 м на севере до 1500—4000 м в центральном блоке. Это роднит ее с нижним шельфом. От верхнего шельфа на севере она отделена уступом высотой 500 м [33]. Ширина этой платообразной вершинной поверхности составляет 30 км.

Поперечный профиль хребта Ширшова асимметричен, что выражается в большой крутизне западных склонов (5—10°) по сравнению с восточными. К тому же восточные склоны осложнены террасовидными ступенями на глубине 1400 и 2250—2300 м. Склоны северных блоков, как правило, выпуклые и слаборасчленены, на юге они более крутые и скорее вогнутые.

Чукотско-Аляскинский предконтинент. Подводная континентальная окраина, прилегающая к Чукотскому полуострову, морфологически и структурно связана с Северо-Американским предконтинентом и они будут рассматриваться вместе.

Чукотско-Аляскинский предконтинент включает в себя пространство от Анадырского залива на се-

веро-западе до п-ова Аляска на юго-востоке. Протяженность его в этих границах составляет 1300 км. Ширина от береговой линии до подошвы континентального склона 750 км. Основную площадь предконтинента занимает шельф, что характерно для континентальной террасы.

Шельф Чукотско-Аляскинского предконтинента также имеет зональное строение. Выделяются более крутые и узкие равнины прибрежной и внешней зоны, разделенные обширными субгоризонтальными равнинами средней зоны (2′).

Внешний край шельфа в плане имеет фестончатый облик и залегает на глубине 150—160 м [33]. Он не везде отчетлив (например, в Бристольском и Анадырском заливах) [7].

Прибрежная зона наиболее широка у побережья Аляски и заметно сужается у полуостровов Сьюард и Чукотского. Здесь многочисленны следы волновой деятельности, приливно-отливные гряды и ложбины. Равнины прибрежной зоны располагаются на глубине до 30—50 м.

Равнины средней зоны шельфа образуют крупные пологие волны, гребни которых выступают над поверхностью моря и увенчаны островами (Св. Матвея, Св. Лаврентия, Нунивак). Гипсометрическое положение этих равнин ограничено глубинами 30—50 — 120 м.

Во внешней зоне шельфа равнины также осложнены отдельными повышениями (вокруг островов), а также глубокими продольными депрессиями, используемыми верховьями подводных каньонов нижележащего склона.

Склон Чукотско-Аляскинского предконтинента протягивается от Хатырского каньона у берегов Корякии до Лисьих островов Алеутского хребта на расстояние 1400 км. Ширина его варьирует от 30 км на наиболее простых и крутых участках до 300 км на сложно устроенных отрезках. В плане он имеет сложную конфигурацию и так же, как внешний край шельфа, образует крупные фестоны. Подошва склона лежит на глубине 3000 м.

Для этой части Беринговоморского континентального склона также характерно деление его на три зоны с различной крутизной поверхности: верхнюю, среднюю и нижнюю. Кроме того, существуют локальные различия в морфологии отдельных отрезков. Так, более крутой склон в центральной части, на юго-востоке у берегов Алеутских островов значительно выполаживается на глубине 1800—2000 м, образуя обширное краевое плато Умнак. Площадка этого плато так же, как и откос, отделяющий его от шельфа, несет следы размыва, волновой планации и отнесена к нижнему шельфу. Более мелкие ступени выделяются повсеместно на глубинах 200—450, 600—700, 1100—1250, 1500—1700, 1850—2100, 2250—2500 м [23]. Ступени на глубинах 600—700 и 1500—1700 м иногда сопоставляются с вершинными поверхностями хребтов Берингова моря [8].

Для склона Чукотско-Аляскинского предконтинента характерно поперечное расчленение подводными долинами. Здесь выделены каньоны Наваринский, Первенца, Жемчуга, Прибыловский, Беринга и др. [12, 21, 37, 42]. Протяженность этих каньонов составляет 100—350 км, а подводной долины Беринга — 500 км. Глубина их вреза в осадочный чехол — до 1200 м, за исключением каньона Жемчуга — до 2400 м [38]. Наиболее крупные каньоны располагаются в углублениях склона.

Подводные хребты Ширшова и Бауэрса делят глубоководную котловину на три части: Командорскую, Алеутскую и Бауэрса.

Командорская котловина располагается к западу от хребта Ширшова. С Тихим океаном она соединяется глубокими Камчатским и Ближним проливами, а с восточными котловинами Берингова моря — проходом между южной оконечностью хребта Ширшова и Командорско-Алеутским хребтом. Ширина прохода составляет 25 км. Протяженность котловины Олюторского залива до Командорских островов составляет 550 км, а от Карагинского залива до хребта Ширшова — 400 км.

Дно Командорской котловины представляет собой субгоризонтальную равнину на глубине 3800—3900 м, слабо поднимающуюся к периферии. Отмечен общий наклон ее к Командорским островам, где зафиксированы отметки 4050 м. Поднимающиеся к северу и западу фланги равнин выделяются в качестве нижнего континентального подножия, имеющего наклон менее 1°. Наиболее поднятые кромки подножия располагаются на глубине 3000—3400 м. Они представляют собой зону интенсивного накопления терригенных отложений.

Монотонность рельефа равнин нарушают валообразная возвышенность и узкий ров у подножия Командорского блока Командорско-Алеутского хребта, протягивающиеся к берегам Камчатки, а также отдельные возвышенности к западу от хребта Ширшова [33].

Алеутская котловина располагается к востоку от хребта Ширшова и севернее хребта Бауэрса. Ее протяженность от прол. Ближнего до Хатырского каньона Корякского предконтинента — 900 км, а от Олюторского полуострова на юго-восток к плато Умнак — 1200 км.

Дно Алеутской котловины представляет собой чрезвычайно плоскую равнину на глубине 3800—3900 м. В зоне континентального подножия на севере и северо-востоке оно поднимается до отметок 3300—3000 м, а у подножия хребта Бауэрса прогибается до 4050—4080 м [33]. Несколько пологих, линейно вытянутых впадин, в том числе вблизи южной оконечности хребта Ширшова, имеют отметки более 4000 м.

Котловина Бауэрса ограничена с севера хребтом Бауэрса, а с юга Командорско-Алеутским хребтом. Ее протяженность в субширотном направлении 450 км, в субмеридиональном — 220 км. Дно занимают плоские равнины, располагающиеся на глубине более 3900 м, т. е. глубже, чем в соседних котловинах.

5. Донные отложения

О донных отложениях Берингова моря известно главным образом из работ А. П. Лисицина [24, 25] и Д. Е. Гершановича [6].

По вещественному составу все отложения Берингова моря делятся на терригенные, вулканогенные и органогенные. Среди последних выделяются кремневые, слабокремневые и карбонатные.

Наиболее распространены терригенные отложения, занимающие значительные пространства в

зоне шельфа и в верней части склона предконтинента. Слабокремневые (диатомовые) отложения встречаются на дне глубоководных котловин, включая континентальные подножия, а также прилегающие к ним районы склона. Вулканогенные отложения сосредоточены на юге Берингова моря — на шельфе и островном склоне Алеутских островов. Слабокремневые (кремнегубковые) отложения занимают верхнюю часть континентальных склонов и хребты Ширшова и Бауэрса. Фораминиферовые отложения встречаются на склонах подводного хребта Бауэрса. Ракушечные (карбонатные) отложения распространены в ряде мест на шельфе южных тепловодных областей моря. А. П. Лисицин [24] отмечает широкое распространение рассеянного гравийно-галечного материала, перенесенного льдами, накопление которого не зависит от геоморфологической обстановки, но сосредоточено в северной и западной частях моря.

В классификации отложений по гранулометрическому составу в качестве основных показателей используются содержание преобладающей фракции и средний диаметр частиц [25]. Выделяются следующие гранулометрические типы отложений: валунные (диаметр более 100 мм), галечные (10—100 мм), гравийные (1—10 мм), пески (0,1—1 мм), крупные алевриты (0,05—0,1 мм), мелкоалевритовые илы (50—70 % частиц меньше 0,01 мм), глинистые илы (более 70 % частиц меньше 0,01 мм).

Камчатско-Корякский предконтинент. Незначительная ширина Камчатско-Корякского шельфа, сопровождаемая увеличением углов наклона поверхности, сокращением средней зоны, нередко повышенной подвижностью придонных вод, возможностью доставки крупных частиц во все участки шельфа, — все это создает благоприятные условия для преимущественного развития грубообломочных отложений и песчаных осадков.

Вблизи берегов Камчатки, особенно мысов Камчатский, Африка и других, до глубины 100—200 м распространены каменистые отложения, причем до глубины 50—70 м наиболее развиты галечные, а глубже 70 м преобладает гравийный материал. Ширина полосы каменистых отложений — 10—20 км, а у о. Карагинского — до 35 км. У корякского побережья каменистый материал располагается широкой зоной от береговой линии до 150—200 м глубины. Другая зона находится у м. Наварин. Валунно-галечные и гравийные отложения встречаются у полуостровов Говена и Олюторского, где они распространяются на расстояние 10—20 км.

У корякского побережья почти весь шельф занимают грубые отложения. Крупные и средние пески, обогащенные гравийно-галечным материалом, занимают полосу в 55 км за прибрежными каменистыми отложениями. В Олюторском заливе среднюю часть шельфа на глубине 50—200 м занимают песчаные отложения и крупные алевриты с рассеянным гравийно-галечным материалом. У Северо-Восточной Камчатки в средней зоне на глубине 20—140 м залегают мелкие пески, которые иногда достигают внешнего края шельфа. На севере и юге корякского шельфа мелкие пески подходят к береговой линии. В центральной части корякского шельфа они отстоят от берега на 20—50 км в виде полосы на глубине 100—120 м. С приближением к Олюторскому полуострову эта полоса переходит даже на континентальный склон.

На внешнем шельфе часто встречаются крупные алевриты. У берегов Северо-Восточной Камчатки они залегают на глубине 130—150 м и даже переходят на континентальный склон, хотя иногда встречаются на глубине 30 м. У берегов Корякского нагорья алевриты залегают на глубине 70—100 м. Мелкие алевритовые илы встречаются только в бухтах.

На склоне Камчатско-Корякского предконтинента встречаются главным образом тонкие отложения. У берегов Камчатки они залегают ниже полосы мелких и крупных песков в интервале глубин 1000—1500 м. Еще ниже (на глубине 1700—2000 м) находятся мелкие алевриты и алеврито-глинистые илы. Крупные алевриты преобладают на глубине 200—1000 м в Олюторском заливе. У корякского побережья крупные алевриты с рассеянным гравийно-галечным материалом выделяются в верхней части склона на глубине до 1000 м и в наиболее крутой его части до 2000 м. Вместе с тем на наиболее крутых участках склона часты выходы коренных пород.

На подводном хребте Ширшова так же, как и на других участках склона Камчатско-Корякского предконтинента, распределение донных отложений сложнее. Большая часть его поверхности покрыта крупными алевритами и мелкоалевритовыми илами с участками более тонких алеврито-глинистых и глинистых отложений, а также мелких песков. По всей поверхности распространен каменный материал ледового разноса. Вблизи м. Олюторского у основания хребта Ширшова на 40—45 км распространены каменистые отложения: валуны, галька, гравий.

Чукотско-Аляскинский предконтинент. В пределах Чукотско-Аляскинского шельфа, помимо открытых областей, выделяются обособленные Анадырский залив и бассейн Чирикова. Терригенные отложения в этих бассейнах образуются главным образом из обломочного материала, приносимого с суши речным стоком и перераспределенного волнением и придонными течениями. Приносится он также льдами. Повышенная крупность донных отложений обусловливается мелководностью бассейна и перемешиванием водных масс до дна. В ряде мест происходит даже перемыв ранее образовавшихся отложений.

В Анадырском заливе выделяются три седиментационных района: западный, северный и центральный.

Для западного района характерно широкое распространение мелких песков с рассеянной галькой, которые выстилают дно до отметок 75—80 м. На севере присутствуют главным образом каменистые гравийные и галечные отложения, а также крупные пески. В центральной части залива залегают преимущественно алевриты и мелкоалевритовые илы. Повсеместно для Анадырского залива характерно присутствие рассеянного гравийно-галечного материала.

В бассейне Чирикова распространены в основном мелкие пески, а у берегов материка и островов — гравийно-галечные отложения. В закрытых заливах и бухтах дно покрыто тонкими илами.

В открытой части аляскинского шельфа выделяются три седиментационные области [7]: островов Св. Лаврентия и Нунивак и Бристольского залива.

К юго-западу от о. Св. Лаврентия шельф резко выделяется обширным ареалом тонких обломочных

отложений, залегающих в его центре, и отсутствием рассеянного галечно-гравийного материала ледового разноса. Смешанные галечно-гравийные и песчанистые отложения с выходами коренных скалистых грунтов залегают главным образом в пределах берегового склона на глубине 20—30 м. С увеличением глубины материал становится более тонким. Вся центральная часть области занята тонкими илистыми отложениями. Во внешней зоне шельфа их характерной чертой является укрупнение. В верховьях каньона Наваринского преобладает песчаный ил, севернее отложения сменяются илистым песком.

В районе о. Нунивак отложения развиты в меньшей степени. На глубине менее 50 м, относящейся к береговому склону, залегают мелкие пески, которые замещаются с глубиной илистым песком и песчанистым илом. Внешняя зона шельфа характеризуется более грубыми отложениями.

В Бристольском заливе отмечается значительная подвижность вод, что вызывает широкое распространение песчанистых отложений. У берегов заливов Бристольского и Кускоквим полоса мелкого песка охватывает диапазон берегового склона (до 60 м). С приближением к берегу увеличивается количество рассеянного материала. На юго-западе Бристольского залива под воздействием приливных течений песчаные отложения опускаются до 80—90 м. Приливы сказываются на укрупнении отложений в зал. Кускоквим. Западнее, у о-вов Прибылова, песчаные отложения выстилают выровненную среднюю зону шельфа на глубине 60—80 м. Во внешней зоне шельфа в Бристольском заливе вне локальных понижений заметно укрупнение отложений. Сложный рельеф этой зоны в районе о-вов Прибылова приводит к частой смене гранулометрического состава отложений.

Командорско-Алеутский хребет. Главной особенностью здесь является широкое распространение гравийно-галечных и песчано-алевритовых отложений и пестрота их размещения. Гравийно-галечные отложения концентрируются главным образом у островов на глубине 110—130 м. Наиболее широко развитым типом отложений на шельфе островов являются пески. Зона песков в ряде мест опускается вниз по склону до 2—3 км. На внешнем шельфе и склоне распространены в основном крупные алевриты и мелкоалевритовые пески.

Об отложениях на хребте Бауэрса известно, что наиболее поднятые его части заняты песками. На склонах хребта в интервале глубин 1000—3500 м встречаются крупные алевриты, которые здесь имеют наибольшее распространение. Основание хребта опоясывают мелкоалевритовые илы, нижняя граница которых проходит на глубине 3000—3700 м.

Глубоководные котловины. Здесь распространены главным образом тонкие отложения — алеврито-глинистые и глинистые илы. Периферические части котловин, выделяемые в качестве нижнего материкового подножия, покрыты алеврито-глинистыми илами на глубинах 2800—3900 м. Ширина полосы их распространения 90—300 км. Глинистые илы занимают центральные части котловин, в том числе и котловины Бауэрса.

6. Происхождение моря

Вопрос о происхождении Берингова моря тесно связан с аналогичными вопросами относительно других морей переходной зоны между Азиатским континентом и Тихим океаном. Из всего многообразия существующих гипотез, касающихся этого вопроса [27, 36, 41, 43], лишь некоторые применялись конкретно к Берингову морю.

В границах береговой линии Берингова моря располагаются как подводная континентальная, так и океаническая окраины. Поэтому вопрос о происхождении должен быть разделен на две части — формирование предконтинента и предокеана.

В подавляющем большинстве случаев происхождение Берингова моря объясняется его отсечением от Тихого океана Командорско-Алеутским хребтом. П. М. Сычев и С. С. Снеговский [31] констатировали это, не вдаваясь в подробности. Расхождения во взглядах заключаются в способе или механизме этого процесса.

Ю. М. Пущаровский и др. [30] относят Беринговое море к областям геосинклинального развития, где происходит наращивание континентальной коры. Возникновение Командорско-Алеутской кордильеры вполне вписывается в эту концепцию. Но, утверждая вероятность наращивания континентальной коры в Беринговом море, они указывают на вероятное отсутствие универсального геодинамического закона в механизме формирования окраинных морей в целом.

Более конкретно указывается на механизм формирования Берингова моря в работе Шолла и др. [40]. По их мнению, появление изолированных глубоководных котловин произошло в результате заложения Командорско-Алеутского хребта вдоль трансформного разлома, связывавшего отдельные части гипотетического срединно-океанического хребта Кула-Фараллон, превратившегося впоследствии в раннем—среднем эоцене в зону субдукции.

Иной механизм отсечения части тихоокеанской плиты Командорско-Алеутским хребтом и связанной с ним зоной субдукции в рамках „плитовой тектоники" предлагают Бен-Аврахэм и Уеда [36]. По их мнению, в процессе перемещения тихоокеанской плиты, нагруженной субконтинентальными блоками плато Умнак и хребта Бауэрса, и достижения ими положения зоны палеосубдукции, существовавшей вдоль Камчатско-Корякской и Чукотско-Аляскинской активных континентальных окраин, произошло „затыкание" этими блоками указанной зоны. Возникшая ситуация получила разрешение перескоком зоны субдукции в тыл плато Умнак и хребта Бауэрса, отчленив таким образом вновь образованные беринговоморские котловины.

Зеркало вод Берингова моря значительно превышает размеры глубоководных котловин. Такое расхождение объясняется вполне однозначно. Происшедшая послеледниковая трансгрессия, вызванная массовым таянием ледников [21], привела к подъему уровня Мирового океана и затоплению обширных платформенных пространств суши, которые в настоящее время выделяются в качестве континентальной террасы.

7. Гидрометеорологические условия

Расположенная на периферии самого большого океана рассматриваемая акватория подвержена муссонным перемещениям воздуха со всеми вытекающими последствиями. На движение воздуха над морем влияют три основных барических образования: алеутский минимум, северотихоокеанский максимум и сибирский зимний антициклон. Они формируются ежегодно и в зависимости от сезона локализуются в постоянных районах, создавая генеральную систему ветров. Наиболее контрастно эта система барических образований выражена в холодный период года. Центр алеутского минимума локализуется в восточной части Алеутской гряды, а сам он простирается на всю северную часть Тихого океана, отодвигая северотихоокеанский максимум к берегам Калифорнии.

На Азиатском континенте в это время развивается область высокого давления, которая совместно с алеутским минимумом приводит к устойчивому северо-восточному ветру в западной части Берингова моря и лишь на самой юго-восточной его периферии наблюдаются ветры юго-западного и южного направлений. Из-за больших градиентов давления скорость ветра возрастает до 7—12 м/с в северо-западной части Берингова моря.

В теплое время года барическая ситуация меняется коренным образом. Разрушается сибирский максимум и почти исчезает алеутский минимум, смещаясь при этом в глубь Арктического бассейна, а северотихоокеанский максимум смещается к северу и усиливается. Вокруг него происходит антициклоническое вращение воздуха, в результате чего над морем преобладают южный и юго-западный ветры, но устойчивость их несколько меньше, чем зимних. По скорости они также слабее — в среднем 4—7 м/с.

Сезонная изменчивость скорости и направления ветра, которая наблюдается повсеместно, за исключением юго-восточной части Берингова моря, где круглый год преобладают южные ветры, влияет на все динамические процессы в верхнем слое моря.

Дополнительное влияние на перемешивание верхнего слоя моря и теплообмен с атмосферой оказывают обусловленные циклонами штормовые ветры. Наблюдаются они чаще в холодный период года. В Беринговом море ветер скоростью более 15 м/с повторяется от 6 сут в месяц в северной части до 8 сут в месяц в южной. Летом повторяемость штормовых условий обычно не превышает 5 %.

Берингово море по степени бурности занимает первое место среди морей, омывающих берега России. Значительные размеры, большие глубины и интенсивная штормовая деятельность способствуют развитию на его акватории сильного волнения в любое время года. Умеряющее влияние оказывает ледовитость, снижая в суровые годы максимальные высоты волн в 2 раза по сравнению с мягкими зимами.

В течение всего года в Беринговом море преобладает волнение с высотой волн до 2 м и периодом 6 с. Летом повторяемость такого волнения составляет 80—85 %, возрастая до 90 % у побережья и уменьшаясь зимой до 45—55 % в глубоководной зоне и до 70—80 % на мелководье.

В течение всего года возможна крупная зыбь высотой до 1—3 м.

С сентября по май возможно до 6 случаев в сезон стихийного волнения, когда высоты волн превышают 8 м. Максимальная продолжительность такого явления составляет 60 ч. По судовым наблюдениям зафиксирована максимальная высота волн 21 м. Предельная расчетная высота, возможная 1 раз в 100 лет, для центральной части моря составляет 30,5 м, а для северной — 26 м.

Берингово море характеризуется отрицательной годовой суммой баланса тепла на его поверхности, за исключением самых южных районов акватории, где происходит смена знака этой характеристики. Летний радиационный прогрев поверхностных вод не компенсирует значительные потери тепла на эффективное излучение, испарение и конвективно-турбулентный обмен с атмосферой. Поэтому важную роль в их восполнении играет адвекция теплых тихоокеанских вод через проливы Алеутской гряды. Среднее годовое поле теплового баланса поверхности моря характеризуется его преимущественно зональным распределением: наибольшие результирующие потоки тепла в атмосферу наблюдаются в северной части моря (более 3500 МДж/м^2), уменьшаясь в южном направлении до 500 МДж/м^2 вблизи границы шельфовой зоны. Над южными глубоководными районами отмечаются малые отрицательные значения теплового баланса, которые сменяются слабыми положительными вблизи Алеутских островов.

Имеющиеся материалы инструментальных измерений течений, а также результаты диагностических расчетов свидетельствуют о том, что основные элементы циркуляции вод Берингова моря сохраняются в течение всего года. Главной особенностью циркуляции вод Берингова моря, как и большинства морей северного полушария, является общее циклоническое движение вод в глубоководном бассейне.

Основными звеньями общего циклонического движения вод в глубоководной котловине являются: течение Атту, начало которому дают тихоокеанские воды, поступающие через прол. Ближний и следующие вдоль северных берегов Алеутских островов на восток; Поперечное течение, переносящее воды вдоль склона шельфа в северо-западном направлении; Камчатское течение, представляющее собой западное звено циклонической циркуляции, которое выносит воды Берингова моря через Камчатский пролив.

На фоне общего циклонического движения вод глубоководной котловины моря существует система крупных вихревых образований различного знака. Два обширных квазистационарных циклонических круговорота выделяются в пределах Командорской и Алеутской котловин. Помимо этого, существует ряд антициклонических круговоротов, также выделяющихся в течение всего года (в котловине Бауэрс, в Олюторском заливе, в юго-восточной части Алеутской котловины, южнее м. Наварин). Антициклонические вихри более мелких масштабов наблюдаются вокруг крупных островов (или групп небольших островов) Алеутской гряды.

Воды Поперечного течения дают начало теплому Наваринскому течению, воды которого поступают на шельф в районе м. Наварин и далее распространяются приблизительно вдоль 50-метровой изоба-

ты, огибая мористую часть Анадырского залива по часовой стрелке. Преобладающая часть вод Наваринского течения следует в северную часть моря через прол. Чирикова.

На обширном восточно-беринговоморском шельфе преобладает движение вод северо-западного направления. Однако в центральной его части (между изобатами 50 и 100 м) выделяются застойные зоны, где перенос вод практически отсутствует. Скорость течений на большей части шельфа составляет менее 2—4 см/с. В Бристольском заливе наблюдается циклонический круговорот вод.

Берингово море имеет сравнительно небольшие размеры для развития сколько-нибудь значительных собственных приливов, но достаточно открыто для проникновения в него приливной волны из Тихого океана. Последняя, проходя с определенной периодичностью во все проливы, создает явление излучения из них волн, которые в результате взаимодействия между собой и с дном бассейна создают в нем сложную картину регулярных колебаний уровня и течений.

В западной и центральной частях Алеутской гряды выделяются приливы смешанного типа с преобладанием суточных составляющих, а в восточной — полусуточных. На большей части побережья Берингова моря приливы неправильные полусуточные, переходящие в полусуточные в Анадырском заливе и у берегов Чукотского полуострова. В южной части зал. Нортон, а также в крайней юго-западной части моря формируются неправильные суточные приливы.

В восточной части моря морфометрия дна и берегов создает условия для формирования больших колебаний уровня, которые в длинных, сужающихся заливах в сизигию превышают 5—8 м. В северной части моря за о. Св. Лаврентия из-за диссипации энергии волн колебания уровня становятся менее 1 м. На западном побережье моря колебания его уровня не превышают 2—3 м.

Все имеющиеся к настоящему времени исследования, посвященные распределению водных масс в Беринговом море, свидетельствуют о том, что оно лежит в области субарктической структуры вод, главной особенностью которой является наличие холодного и теплого промежуточных слоев.

На формирование поверхностных водных масс Берингова моря оказывает большое влияние сток рек, поступление вод из Тихого океана, солнечная радиация, испарение, осадки, волновое перемешивание поверхностного слоя, мощная осенне-зимняя конвекция, образование и разрушение ледяного покрова, перераспределение океанологических характеристик в пределах моря существующей системой циркуляции вод, а также процессы вертикального и бокового перемешивания вод. На промежуточных и глубинных горизонтах при формировании водных масс основополагающим является водообмен с Тихим океаном, перераспределение вод течениями, а также вертикальный и боковой обмен характеристик, являющийся следствием приливных и неприливных течений.

На обширном восточно-беринговоморском шельфе присутствуют только две водные массы: поверхностная, которая в теплое время года имеет максимальную температуру и наиболее низкую соленость, а также придонная, являющаяся здесь холодным слоем с наиболее низкими значениями температуры и максимальными (для толщи вод этой части моря) значениями солености.

В глубоководной части моря по мере увеличения глубин количество водных масс, заполняющих его котловину, возрастает до четырех (поверхностная; промежуточная беринговоморская, или холодный промежуточный слой; промежуточная тихоокеанская, которая в течение года изменяется незначительно; глубинная).

Лед в море наблюдается с сентября по июль включительно. Наиболее суровые ледовые условия приходятся на февраль—апрель. Подобные закономерности отмечаются и для комплекса ледовых характеристик, определяющих состояние льда в море (сплоченность, возраст, формы льда), т. е. наблюдается существенная сезонная изменчивость льда.

Анализ динамики ледяного покрова позволил проследить генеральное направление дрейфа льда (с северо-востока на юг, юго-запад).

В межгодовой изменчивости наиболее заметен 11-летний цикл. В закрытых бухтах и заливах моря в зимний период формируются припайные льды, которые могут сохраняться с октября по июнь. Граница плавучих льдов в целом повторяет очертания изобаты 200 м, смещаясь в наиболее суровые зимние месяцы к югу от нее. В центральной части моря лед не проникает южнее 56° с. ш.

Для беринговоморского побережья Камчатки известны два случая проявления сильных цунами: в 1960 г. максимальная высота до 2,5 м (о. Карагинский), в 1969 г. — до 10—15 м (м. Озерной). Очаги возможных цунами могут находиться как в сейсмоактивной зоне Берингова моря (1969 г.), так и за его пределами (чилийское цунами 1960 г.). Параметры цунами вдоль побережья определяются в значительной степени топографией шельфовой зоны. Для внешних источников также важную роль играет механизм проникновения цунами в Берингово море — прямые и захваченные волны. На характер проявления цунами также могут влиять нелинейно-дисперсионные эффекты и наличие ледяных полей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К Ч. I

1. Атлас океанов. Тихий океан. — МО СССР: ВМФ, 1974. — 337 с.

2. Баранов Б. В., Волокитина Л. П. Подводные поднятия и их положения в структуре окраинных морей северо-западной части Тихого океана // Труды ИО АН. — 1985. — Т. 121. — С. 100—114.

3. Берега Тихого океана / Под ред. В. П. Зенковича. — М.: Наука, 1967. — 375 с.

4. Бойченко И. Г. Рельеф дна Карагинского залива // Труды ИО АН. — 1961. — Т. 50. — С. 3—20.

5. Гершанович Д. Е. Рельеф и современные осадки беринговоморского шельфа // Труды ВНИРО. — 1962. — Т. 46. — С. 164—189.

6. Гершанович Д. Е. Донные отложения центральных и восточных областей Берингова моря // Труды ВНИРО. — 1964. — Т. 53. — С. 31—81.

7. Гершанович Д. Е. Основные черты геоморфологии дна Берингова моря и залива Аляска // Проблемы Арктики и Антарктики. — 1969. — Вып. 31. — С. 53—60.

8. Гершанович Д. Е., Котенев Б. Н. Океанологические исследования э/с „Жемчуг" в зоне материкового склона // Океанология. — 1964. — Вып. 4. — С. 729—731.

9. Гнибиденко Г. С., Сваричевский А. С. Структура и перспективы нефтегазоносности акватории Берингова моря // Сов. геология. — 1974. — № 1. — С. 89—96.

10. Гнибиденко Г. С., Сваричевский А. С. Акватория Берингова моря // Строение земной коры и верхней ман-

тии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — Новосибирск, 1976. — С. 110—124.

11. Дальний Восток и берега морей, омывающих территорию СССР. — М.: Наука, 1982. — 277 с.

12. Евсюков Ю. Д., Волокитина Л. П. Основные результаты геоморфологических исследований в районе Наваринского каньона (северо-западная часть Берингова моря) // Океанология. — 1985. — Вып. 2. — С. 254—257.

13. Евсюков Ю. Д., Сигова К. И. Геоморфология северной и центральной части хребта Ширшова (Берингово море) // Океанология. — 1985. — Вып. 5. — С. 809—811.

14. Занюков В. Н., Сваричевский А. С., Шкуть Г. И. Особенности тектоники и магматизма восточной части Корякского нагорья (район мысов Гинтера и Наварин) // Магматизм и формации дна морей, островных дуг и континентальных окраин. — Владивосток, 1977. — С. 62—72.

15. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 712 с.

16. Зубов Н. Н. Основы учения о проливах Мирового океана. — М.: Географгиз, 1955. — 236 с.

17. Ионин А. С. Некоторые особенности динамики и морфологии берегов Берингова моря // Труды Океанограф. комиссии. — 1958. — Т. 3. — С. 55—65.

18. Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Происхождение донного рельефа дальневосточных морей СССР. — М.: Изд-во МГУ, 1960. — 98 с.

19. Каплин П. А. Фиордовые побережья Советского Союза. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 188 с.

20. Клиге Р. К., Шлейников В. А. Изменения уровня океана в геологическом прошлом // Уровень, берега и дно океана. — М.: Наука, 1978. — С. 114—135.

21. Котенев Б. Н. Подводные долины зоны материкового склона Берингова моря // Труды ВНИРО. — 1965. — Т. 58. — С. 35—44.

22. Котенев Б. Н. Новые данные о строении подводного хребта Бауэрс в Беринговом море // Вестн. МГУ. Сер. геогр. — 1966. — №1. — С. 97—100.

23. Котенев Б. Н. Геоморфология материкового склона и подводных хребтов Берингова моря. — Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. — М.: МГУ, 1967. — 20 с.

24. Лисицин А. П. Донные отложения Берингова моря // Труды ИО АН. — 1959. — Т. 29. — С. 65—187.

25. Лисицин А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. — М.: Наука, 1966. — 574 с.

26. Новый подводный вулкан в западной части Алеутской островной дуги / Н. И. Селиверстов, Г. П. Авдейко, А. Н. Иваненко и др. // Вулканология и сейсмология. — 1986. — № 4. — С. 3—16.

27. Основные черты геологического строения дна Японского моря / Н. П. Васильковский, В. Л. Безверхний, А. Н. Деркачев и др. — М.: Наука, 1978. — 264 с.

28. Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей / А. С. Монин, П. А. Каплин, О. К. Леонтьев и др. — М.: Наука, 1971. — 183 с.

29. Самойлов И. В. Устья рек. — М.: Географгиз, 1952. — 526 с.

30. Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей / Ю. М. Пущаровский, Е. Н. Меланхолина, Ю. Н. Разницин, О. А. Шмидт // Геотектоника. — 1977. — № 5. — С. 83—94.

31. Сычев П. М., Снеговский С. С. Глубоководные впадины Японского, Охотского и Берингова морей // Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — Новосибирск, 1976. — С. 126—148.

32. Термины. Понятия. Справочные таблицы. — ГУНИО МО СССР, 1980. — 156 с.

33. Удинцев Г. Б., Бойченко И. Г., Канаев В. Ф. Рельеф дна Берингова моря // Труды ИО АН. — 1959. — Т. 29. — С. 17—64.

34. Фролов Ю. С. Новые фундаментальные данные по морфометрии Мирового океана // Вестн. ЛГУ. Геол., геогр. — 1971. — № 6. — С. 85—90.

35. Щербаков Ф. А. Некоторые данные о послеледниковой трансгрессии Берингова моря // Труды ИО АН. — 1961. — Т. 48. — С. 114—120.

36. Ben-Avraham Z., Uyeda S. Entrapment origin of marginal seas // Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian region. Amer. Geophys. Union. — Boulder: Geol. Soc. Amer., 1983. — P. 91—104.

37. Carlson P. R., Karl H. A. Discovery of two new large submarine canyons in the Bering Sea // Marine geology. — 1984. — Vol. 56. — P. 159—179.

38. Carlson P. R., Karl H. A. Development of large submarine canyons in the Bering sea, indicated by morphologic, seismic and sedimentologic characteristics // Geol. Soc. Amer. Bull. — 1988. — Vol. 100. — P. 1594—1615.

39. Gates O., Gibson W. Interpretation of the configuration of the Aleutian Ridge // Bull. Geol. Soc. America. — 1956. — Vol. 67, N 2. — P. 56—67.

40. Scholl D. W., Buffington E. C., Marlow M. S. Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian-Bering Sea region // Contributions to the geology of the Bering Sea basin and adjacent regions. — Geol. Soc. Amer., 1975. — P. 1—31.

41. Shiki T., Uyeda S. Fundamental problems in the future studies of the Philippine Sea // Geology of the Northern Philippine Sea. — Tokyo, 1985. — P. 281—286.

42. The structure and origin of the large submarine canyons of the Bering Sea / D. W. Scholl, E. C. Buffington, D. M. Hopkins, T. R. Alpha // Marine geology. — 1970. — Vol. 8, N 3—4. — P. 187—210.

43. Weissel I. K. Magnetic lineations in marginal basins of the Western Pacific // Phylosophycal transactions Royal Soc. London. — 1981. — A300. — P. 223—241.

Экономическая жизнь многих районов Дальнего Востока в значительной степени связана с морем.

Основным видом транспорта на Дальнем Востоке являются морские перевозки. С каждым годом возрастает роль рыбной индустрии в формировании продовольственного баланса страны. Немаловажное значение имеет и решение специальных задач, примером которых может служить строительство приливных электростанций и других гидротехнических сооружений, поиск, освоение полезных ископаемых на шельфе, охрана военно-морским флотом государственной границы и т. д.

В дальневосточном бассейне с его огромной протяженностью и тяжелыми навигационными условиями знание гидрометеорологической обстановки имеет большое значение для безопасности мореплавания, несмотря на то, что современные методы радионавигации позволяют достаточно уверенно плавать в сложных гидрометеорологических условиях. Поэтому необходим учет основных закономерностей гидрометеорологического режима районов плавания и промыслов.

В настоящее время, наряду с обеспечением безопасности плавания, стоит вопрос об экономичности использования морского и рыболовного флота. Для этого необходимо знать и уметь использовать информацию о фактическом состоянии погоды в море и ожидаемом ее изменении. Но если недавно считали, что основным практическим применением метеорологии является прогноз погоды, то сейчас многие стали понимать, что для долговременного планирования и управления хозяйственной деятельностью, помимо прогноза погоды, нужно шире, глубже и всесторонне использовать знания о метеорологическом режиме и его изменениях. Систематизация многолетних гидрометеорологических данных позволит полнее судить о климатических условиях того или иного района и особенно об опасных явлениях погоды с целью их возможного учета еще на стадии планирования народнохозяйственных работ.

Будущее рыбной промышленности также во многом зависит от результатов научных исследований и внедрения в производство новейших достижений в области гидрометеорологии. Установлено, что атмосферные процессы своим воздействием на океан почти полностью определяют сезонные вариации и макроструктуру его верхнего слоя, являясь основной причиной циркуляции поверхностных вод до глубины 200—300 м. Изучение их закономерностей и влияния на гидрометеорологический режим океана имеет большое практическое значение, так как от гидрометеорологических условий зависит миграция, распределение и концентрация промысловых объектов. Поэтому среди факторов, призванных обеспечить новый количественный и качественный подъем индустрии океана, многие видят достижения гидрометеорологической науки.

Берингово море имеет большое экономическое и стратегическое значение. Оно играет важную роль в связях между приморскими районами Дальнего Востока и Крайним Севером. Вместе с тем Берингово море среди морей страны занимает одно из первых мест по повторяемости неблагоприятных погодных условий. Штормовые ветры, снегопады, метели, гололед отрицательно сказываются на работе морского и промыслового флота.

Наиболее существенное влияние при работе в море оказывает ветер, особенно когда его скорость достигает опасных и стихийных значений.

Транспортно-транзитное и рыбопромысловое значение Берингова моря возрастает с каждым годом в связи с развитием океанского флота, освоением новых районов рыбного промысла и ростом перевозок в северной части Тихого океана. Все это требует расширения исследований гидрометеорологических условий данной акватории.

8. Краткая историческая справка по изучению климата моря

Открытие Берингова моря относят к 1648 г., когда якутский казак Семен Дежнев прошел через пролив, отделяющий Азию от Америки и соединяющий Ледовитый и Тихий океаны. Однако со времени открытия моря до начала его всестороннего исследования прошло почти три столетия. До конца XVIII в., по существу, продолжалось „открытие" моря и постепенное ознакомление с его природой.

История метеорологических исследований на Дальнем Востоке и прилегающих морях неразрывно связана с историей освоения этого края, его заселением и экономическим развитием. Первые сведения о климатических условиях побережья Тихого океана и континентальной части Дальнего Востока были получены от русских землепроходцев еще в середине XVII в. В письменных донесениях правительству о результатах своих походов первые русские землепроходцы, наряду с описанием природных богатств, сообщали и основные сведения о климате открываемых ими территорий. Так, С. И. Дежнев оставил подробные сведения о климате северо-восточной части Азиатского континента. Его „отписки" и „челобитные" говорят о том, что здесь была продолжительная, довольно суровая зима и короткое лето. Дежнев приводит сведения о сроках вскрытия рек, ледоставов и ветровом режиме этого края. Такие первые качественные характеристики уже в то время давали возможность правильно оценить основные особенности климата Дальнего Востока и его морей.

Первые стационарные метеорологические наблюдения на русском побережье Тихого океана относятся примерно к середине XVIII в. (1737—1741 гг.), когда были организованы метеорологические станции в Охотске, Усть-Камчатске и Усть-Большерецке.

Первые метеорологические наблюдения на морях Дальнего Востока относятся к началу XVIII в. Такие наблюдения велись на судах русских гидрографических экспедиций.

На моря Дальнего Востока снаряжалось немало экспедиций. В 1716 г. там работала крупная экспедиция, названная Большим Камчатским нарядом. В 1728 и 1741 гг. состоялись экспедиции В. И. Беринга и А. И. Чирикова (Вторая Камчатская экспедиция). В 1804—1806 гг. под руководством И. Ф. Крузенштерна и Ю. В. Лисянского было совершено первое кругосветное плавание на судах „Надежда" и „Нева", во время которого производились метеорологические наблюдения, а также наблюдения по изучению режима вод и глубоководные наблюдения [22].

С 1857 г. Тихий океан начали регулярно посещать отдельные корабли, отряды и целые экспедиции, которым в обязательном порядке поручалось производство метеорологических и гидрологических наблюдений.

Значительный материал по метеорологии Берингова, Охотского и Японского морей был собран Гидрографической экспедицией Восточного океана под руководством М. К. Жданко (1886—1889 гг.) [13]. Помимо проведения непосредственно гидрографических работ, экспедиция занималась изучением течений.

К числу первых гидрометрических наблюдений на Дальнем Востоке и Тихом океане следует отнести наблюдения выдающегося русского мореплавателя Г. А. Сарычева, которые он производил в экспедиции Биллингса, обследовавшей северо-восток России в 1785—1794 гг. Выполняя экспедиционные работы, он находил время для метеорологических и гидрологических измерений с целью изучения климата этой части Дальнего Востока, ее рек и океана. На морях, кроме метеорологических наблюдений, производились наблюдения за дрейфом льда и течениями.

Плавая вдоль побережья северо-восточной оконечности континента вплоть до м. Дежнева в Беринговом море и Тихом океане, Сарычев подробно описал господствующие направления и силу ветра. Большая наблюдательность позволила ему сделать вывод о том, что при северных, западных и юго-западных ветрах у Алеутских островов туманы не наблюдаются, а при южных, юго-восточных и восточных они бывают почти постоянно.

Для исследования Камчатки, Курильских островов и дальневосточных морей были снаряжены экспедиции В. К. Бражникова (1899—1902 гг.), П. Ю. Шмидта (1900—1901 гг.) и В. К. Солдатова (1907—1913 гг.).

Однако общий уровень знаний о климате Дальнего Востока все же оставался низким. Огромные акватории дальневосточных морей представляли собой сплошные „белые пятна" даже в общегеографическом отношении, не говоря уже об их климате.

К крупным климатологическим исследованиям следует отнести изданный в 1900 г. Главной физической обсерваторией „Климатический атлас Российской империи". Однако районы Дальнего Востока освещены в этом атласе еще очень слабо. Основные сведения по метеорологии дальневосточных морей были опубликованы в изданных Морским ведомством лоциях северо-западной части Тихого океана.

Климат п-ова Камчатка описал в 1916 г. метеоролог Камчатской экспедиции Русского географического общества В. А. Власов. Из климатических описаний морей, окружающих Дальний Восток, заслуживает внимания работа Л. Ф. Рудовица (1916 г.), в которой автор впервые ввел термин „климат моря", получивший впоследствии широкое распространение [13].

С момента установления Советской власти на Дальнем Востоке (октябрь 1922 г.) начинается новый период исследований в области метеорологии и климатологии. Эти исследования проходят в тесной связи с крупными изменениями в хозяйственно-экономическом развитии этого региона: усилением промышленного, транспортного строительства, освоением новых земель и акваторий. Все эти коренные преобразования в экономике Дальнего Востока вызвали и соответствующие изменения в направлении и тематике исследовательских работ в области метеорологии и климатологии. Запросы развивающегося производства постоянно требовали решения проблем, связанных уже не с приближенной, а с точной оценкой природных ресурсов с учетом климатических условий Дальнего Востока. Особенно это касалось морских акваторий.

В 1925 г. Государственный гидрологический институт приступил к широким комплексным исследованиям морей для сбора материала к составлению справочников. Созданный в 1928 г. Дальневосточный научно-исследовательский геофизический институт (Дальгеофизин) развернул геофизические исследования на побережье и в открытом море. Широким фронтом стали проводиться гидрографические экспедиции.

Научные исследования в области метеорологии на Дальнем Востоке до 30-х годов имели в основном климатическое направление.

После Великой Отечественной войны по указанию Совета Министров Союза ССР Министерство морского флота и Министерство рыбной промышленности обязали плавающие суда крупного тоннажа производить гидрометеорологические наблюдения и передавать их по радио. Для этого на судах были установлены метеорологические приборы. На судах ежедневно в любых погодных условиях выполнялась огромная и важная работа по изучению гидрометеорологического режима дальневосточных морей и, в частности, Берингова моря.

С приходом на Дальний Восток в 1949 г. экспедиционного судна „Витязь", принадлежащего Институту океанологии АН СССР, изучение метеорологических условий дальневосточных морей и Тихого океана значительно активизировалось.

Особенно большой размах исследования в области метеорологии получили после 1950 г., когда был создан Дальневосточный научно-исследовательский гидрометеорологический институт (ДВНИГМИ), возглавивший научно-исследовательскую работу гидрометеорологической службы Дальнего Востока. Плановые исследовательские работы в области морской метеорологии были начаты в водах Тихого океана экспедиционными судами „А. И. Воейков" (1959 г.) и „Ю. М. Шокальский" (1960 г.), принадлежащими институту. В дальнейшем научно-исследовательский флот пополнился еще рядом судов. Эти суда имеют хорошо оборудованные лаборатории, все необходимые устройства для производства работ в открытом океане, установ-

ки для запуска метеорологических ракет, что позволяет проводить изучение высоких слоев атмосферы.

На этих судах было выполнено большое количество экспедиций, намного углубивших знания в области океанографии, метеорологии, аэрологии, геофизики.

Многочисленными русскими и советскими экспедициями был собран обширный гидрологический и метеорологический материал. Он дал возможность ученым выполнить ряд фундаментальных исследований по климату Дальнего Востока и прилегающих морей, где в той или иной степени освещались климатические особенности и Берингова моря.

Обобщением исследований 30-х и предшествующих годов является опубликованная в 1947 г. монография С. М. Простякова по типизации атмосферных процессов Восточной Азии [27]. Автор делит эти процессы на три группы: зимние, летние и переходных сезонов. Далее процессы каждой группы он классифицирует в зависимости от деятельности сибирского антициклона и алеутской депрессии, тихоокеанского антициклона и других факторов.

Проведенные С. М. Простяковым исследования по характеристике синоптических процессов Дальнего Востока являются наиболее полными в смысле описания всех деталей синоптических процессов у поверхности земли.

Значительное число исследований посвящается типизации ветровых полей и режиму ветра на Дальнем Востоке, в дальневосточных морях и северной части Тихого океана. Изучаются также синоптические процессы, обусловливающие сильные ветры.

Первой работой по климатическому районированию морей и океанов явилось исследование А. И. Соркиной [34], которая произвела климатическое районирование океанов на основе фактических данных с приведением количественных показателей отдельных элементов климата внутри каждой выделенной климатической зоны [35]. В частности, на акватории Тихого океана она выделила 5 климатических зон. В каждой из них она описала как западное, так и восточное побережье океана. Эта работа была крупным вкладом в современную морскую климатологию. Автор дал подробные характеристики климатических районов Мирового океана, что представляет новый и важный в научном и практическом отношении результат.

Следующей значительной работой в области морской климатологии был капитальный труд А. М. Муромцева [23], который провел подробное климатическое районирование Мирового (и в том числе Тихого) океана. Автором дана также подробная климатическая характеристика Берингова, Охотского и Японского морей.

Начало исследований синоптических процессов, происходящих на территории Дальнего Востока, связано с именем С. Д. Грибоедова, который первым сделал попытку изучения закономерностей атмосферных процессов крупного масштаба и на основе их исследования начал составлять долгосрочные прогнозы. Более полные исследования атмосферных процессов на Дальнем Востоке провел синоптик Владивостокского бюро погоды И. В. Стремоусов, который по праву считается основоположником синоптических исследований на Дальнем Востоке. Он дал первую классификацию основных воздушных масс и фронтов на Дальнем Востоке [37], охарактеризовал циклоническую деятельность над этим районом и показал, что в условиях Азиатского континента и акватории Тихого океана вполне приемлем комплексный метод синоптического анализа, до того времени еще не освоенный синоптиками дальневосточных бюро погоды.

Синоптические условия выхода южных циклонов к районам Камчатки, Охотского и Берингова морей исследовала А. П. Агаркова [1]. Она обнаружила, что перед образованием или выходом циклона с южных широт обычно происходит поворот фронтальной зоны против часовой стрелки, а сами циклоны смещаются в направлении очага положительных изогипс на картах AT_{500} за предыдущие сутки.

В работах И. А. Курсановой и М. С. Ромашиной [21] дана характеристика режима сильных и штормовых ветров на побережье Камчатки, сделано сравнение скоростей ветра на берегу и в открытом море. Установлено, что наиболее многочисленные, продолжительные и интенсивные штормы на Камчатке наблюдаются главным образом зимой и связаны с глубокими циклонами, возникающими в районе Японского моря, Японии и к югу от нее и смещающимися на северо-восток, в районы Камчатки и Берингова моря.

О повторяемости различных типов барических полей над Беринговым морем и характеристике режима циклонической деятельности в этом районе дает представление работа Л. А. Карповой и Р. Э. Свинуховой [18].

Большое влияние на погоду Дальнего Востока и прилегающих морей оказывают такие центры действия атмосферы, как охотский и азиатский антициклоны. Исследования охотского летнего и азиатского зимнего антициклонов проведены О. К. Ильинским, А. А. Календовым и Н. М. Калмыковой [12, 15, 16]. Им удалось установить прогностические признаки развития и ослабления этих барических образований.

Рассматривая синоптические условия появления летних адвективных туманов на дальневосточных морях, А. А. Календов [14] обнаружил, что их образование находится в тесной зависимости от летней муссонной циркуляции и адвекции тепла.

К исследованиям, касающимся прогнозов погоды на акватории Берингова моря, можно отнести работу Л. Р. Сонькина, где дается способ прогноза (на 3—7 дней вперед) перемещения циклонов, возникающих в районе Японии, на районы Камчатки и Берингова моря в зимнее время [33]. При этом все циклоны разбиваются на две группы: циклоны, идущие на Камчатку, Охотское море и Курильские острова, и циклоны, которые идут южнее Курильских островов и выходят на Алеутские острова и Беринговo море.

Большой вклад в изучение климата Берингова моря внесли метеорологи Камчатского управления гидрометслужбы. Здесь можно отметить работы В. И. Кондратюка [19], В. Е. Ботьянова [3].

Можно перечислить большое число работ, относящихся к широкой области аэросиноптических исследований последнего времени. Для этих работ характерен комплексный подход и одновременно участие многих исследователей в решении задач изучения циркуляции атмосферных и климатических условий того или иного района суши или акватории моря.

Подводя итоги метеорологических исследований на Дальнем Востоке, следует отметить, что выполнены обширные исследования, имеющие важное научное и практическое значение. Однако с каждым годом предъявляются все более высокие требования к метеорологическому обслуживанию народного хозяйства.

Более полное и комплексное изучение синоптических процессов над Дальним Востоком и акваторией Тихого океана даст возможность создать надежные методы прогноза погоды, что улучшит обслуживание народного хозяйства и позволит свести к минимуму убытки от неблагоприятных условий погоды.

9. Характеристика материала и методика исследования

В связи с активизацией промысла в последние годы в дальневосточных морях возросла необходимость расширения и обобщения имеющейся гидрометеорологической информации по их акватории и, в частности, по акватории Берингова моря.

Изучение метеорологического режима океана и морей осуществляется главным образом на основе попутных наблюдений сети судовых станций. В отличие от континентальных наблюдений, которые проводятся на стационарных пунктах, места проведения морских наблюдений зависят от маршрутов судов. Поэтому судовые наблюдения дискретны, не систематичны и крайне неоднородно группируются по акватории Мирового океана. В связи с этим при изучении климатического режима морей особо важное место занимают вопросы оценки плотности сети наблюдений, достоверности и репрезентативности метеорологической информации. Этими вопросами занимаются ГГО, НИИАК, ВНИИГМИ—МЦД.

Метеорологический режим Берингова моря исследован главным образом специалистами ДВНИГМИ и Камчатгидромета. Обобщение метеорологической информации нашло свое отражение в монографиях, руководствах, атласах, многочисленных научных статьях. Несмотря на то что к настоящему времени издано значительное количество научных публикаций, нет ни одной работы, в которой был бы обобщен гидрометеорологический режим Берингова моря. Большой объем, чрезмерная детализация различных данных и большое разнообразие погодообразующих факторов порой затрудняют их систематизацию.

Таким образом, активизация промыслов, отсутствие обобщающих работ — все это указывает на необходимость детального описания климата Берингова моря на базе имеющихся материалов наблюдений на акватории моря с учетом данных береговых и островных станций.

При выполнении настоящей работы было признано целесообразным идти по пути комплексного анализа гидрометеорологических условий акватории Берингова моря на базе средних месячных карт различных параметров с привлечением данных, имеющихся в различных научно-исследовательских работах, где в той или иной степени освещались климатические особенности Берингова моря.

Основой для составления указанных карт послужили данные попутных судовых наблюдений за период 1900—1985 гг., хранящиеся в фондах ВНИИГМИ—МЦД общим числом свыше 900 тысяч наблюдений. Формирование массивов данных, контроль их качества и расчет статистических характеристик производился на ЭВМ по соответствующим методикам. В результате статистической обработки для каждой 5-градусной трапеции получены средние месячные данные, которые удовлетворяют требованиям, предъявляемым для получения достоверных оценок климата. По этим данным в соответствии с „Типовым техническим заданием на подготовку карт", утвержденным ГУНиО МО и Госкомгидрометом в 1977 г., построены карты средних месячных полей различных метеорологических величин: температуры, давления, ветра, видимости, осадков и т. д. Изолинии проводились через дискретные значения: для температуры воздуха и воды — 1 °С, для относительной влажности — 5 %, облачности — 1 балл, повторяемости осадков и особых явлений — 5 %. На картах ветров показана повторяемость различных направлений ветра в определенном квадрате. Длина каждого луча розы определяет повторяемость ветра данного румба в процентах от общего числа наблюдений за ветром в указанном масштабе.

Карты средних месячных полей различных метеорологических элементов подготовлены в лаборатории морской аэрометеорологии ВНИИГМИ—МЦД (г. Обнинск) под руководством К. Б. Юдина. В работе широко использованы данные береговых и островных метеорологических станций, опубликованные в Справочниках по климату (вып. 27, части I—V).

10. Основные климатообразующие факторы

10.1. Краткая характеристика атмосферных процессов и погодных условий

Климатические особенности Берингова моря определяются главным образом циркуляционными факторами, т. е. переносом воздушных масс, так как радиационный фактор вследствие большой пасмурности неба в течение всего года и малой высоты солнца проявляется здесь слабо. Беринго́во море расположено между двумя величайшими континентами — Азией и Северной Америкой и двумя величайшими океанами — Тихим и Северным Ледовитым. Сезонные термические различия между Азиатским континентом и Тихим океаном в основном определяют характер атмосферной циркуляции и погоды над районами Берингова моря.

В зимний период над выхоложенными континентами устанавливаются области высокого давления — сибирский и канадский антициклоны. Господствующий в тропосфере западно-восточный перенос обусловливает сильное влияние сибирского антициклона на погоду Берингова моря. Канадский антициклон в силу тех же причин существенного влияния не оказывает.

Азиатский антициклон является одним из основных центров действия атмосферы, определяющих в зимний период циркуляцию и погоду над Азией и прилегающими морями.

Формирование азиатского антициклона начинается в сентябре под влиянием циркуляционных условий. Уже в сентябре в районы Северо-Восточной Азии учащаются вторжения холодных арктических масс воздуха, приводящие к росту давления и образованию обширной области сибирского антициклона. По мере охлаждения континента и установления зимнего фона термобарического поля, способствующего антициклогенезу, роль термического фактора возрастает и затем он становится доминирующим. В ноябре заканчивается формирование антициклона, тем самым определяется начало зимнего периода. Азиатский антициклон характеризуется исключительной устойчивостью в течение всего зимнего сезона и достигает наибольшей интенсивности в январе.

Почти одновременно с развитием области высокого давления над континентами начинает формироваться алеутский минимум, чему способствуют циклоны, поступающие в этот район Тихого океана с морей, прилегающих к Японии. Интенсивное углубление алеутской депрессии начинается в конце августа, а отчетливо выраженной она становится в сентябре—октябре.

Тихоокеанский субтропический антициклон, значительно развитый летом, в это время года ослаблен и смещен в южные широты, поэтому на погоду Берингова моря существенного влияния не оказывает.

Таким образом, в холодную половину года над Азиатским континентом и дальневосточными морями формируются два главных центра действия атмосферы — азиатский антициклон и алеутская депрессия, которые и определяют зимнюю циркуляцию. В течение всего зимнего сезона вдоль побережья Восточной Азии преобладают устойчивые северные и северо-западные ветры, приносящие холодный воздух с Азиатского континента и из Арктики.

Весной происходит постепенная перестройка барического поля у земли и на высотах. Этот период характеризуется сравнительно небольшой разницей в свойствах подстилающей поверхности на континенте и океане.

Сибирский антициклон, определяющий характерные черты циркуляции зимнего сезона, начинает разрушаться и отодвигаться в более западные районы. В мае он превращается в полосу повышенного давления, расположенную над Северным Казахстаном и Южным Уралом [26, 27]. Алеутский минимум начинает заполняться, что связано с ослаблением циклонической деятельности на тихоокеанском полярном фронте.

Большие изменения испытывают и другие квазипеременные барические образования зимнего сезона, меняя свое положение и интенсивность. Тихоокеанский субтропический антициклон, усиливаясь, смещается к западу, его гребень к концу весны подходит близко к берегам Восточной Азии. Дальневосточная зимняя ложбина, хотя и остается на месте, но существенно заполняется. На районы Охотского моря распространяется гребень полярного максимума, способствующий выносу воздушных масс из восточных районов Арктики, которые в значительной степени задерживают начало весеннего таяния льдов.

Активность арктического фронта возрастает вследствие прогревания воздушных масс над континентом и прохождения циклонов с Якутии на восток вдоль Чукотского побережья. Продвижение западных циклонов через весь Азиатский континент к океану является, наряду с другими процессами, характерной особенностью весенних синоптических процессов. Тихоокеанский полярный фронт, наоборот, в связи с ослаблением и исчезновением зимнего муссона становится весной менее активным и его среднее положение фиксируется все западнее, ближе к Азиатскому континенту. Циклоническая деятельность по сравнению с зимним периодом ослабевает над океаном и усиливается над континентом.

Характерной особенностью летней циркуляции является усиление циклонической деятельности над континентом и ее ослабление над океаном. Режим погоды над Беринговым морем в этот сезон определяется тихоокеанским субтропическим антициклоном, который является наиболее развитым и устойчивым барическим образованием летнего сезона и смещен к северу. Существование тихоокеанского антициклона поддерживается систематическим вторжением холодных масс с севера на Берингово и Охотское моря в тылу циклонов, развивающихся на арктическом фронте, который в летний период располагается над крайними северными районами Азиатского континента.

Алеутская циклоническая система, достигавшая наибольшей глубины зимой, в летний сезон заполняется. В связи с повышением давления над океаном и понижением его над континентом и Арктическим бассейном преобладающими ветрами над Беринговым морем становятся ветры южных румбов. Вынос морского тропического и морского полярного воздуха является основным летним процессом.

Тихоокеанский антициклон, развитие которого в западном направлении является характерным для летнего сезона, осенью ослабевает и постепенно отступает к востоку, к берегам Америки. Арктические вторжения на Охотское море прекращаются и осуществляются в основном на охлаждающийся континент, где способствуют формированию области высокого давления. В то же время область высокого давления над Охотским морем, которая летом являлась отрогом тихоокеанского антициклона и существовала за счет арктических вторжений, ослабевает и поддерживается главным образом за счет термических факторов. Окончательное ее размывание происходит в ноябре.

Над теплым океаном создаются условия для усиления циклонической деятельности и углубления алеутской депрессии. Такое распределение давления, усиление антициклогенеза над континентом и циклогенеза над морями обусловливают воздушные течения, направленные с суши на море.

В среднем центры действия атмосферы развиваются и стабилизируются приблизительно в одни и те же сроки и в определенных местах. Будучи обусловленными общей атмосферной циркуляцией, они изменяют свое местоположение и интенсивность, определяя особенности каждого сезона, а следовательно, и текущую погоду на дальневосточных морях и, в частности, на Беринговом море.

Например, центр алеутской депрессии в зимний период может располагаться вдоль всей группы Алеутских островов, обусловливая заток теплых

воздушных масс с Тихого океана на восточную часть и холодных — на западную часть Берингова моря. Обычно депрессия стационирует над центральным районом Алеутских островов. Если над северной и центральной частями Берингова моря устанавливается область повышенного давления, происходит раздвоение алеутской депрессии на самостоятельные очаги. Первый оттесняется к берегам Северной Америки и постепенно заполняется, второй очаг перемещается к Камчатке и на юго-восток Охотского моря. В результате усиливается вынос холодных воздушных масс на Беринговo море и заток теплых на Охотское море. Соответственно в первом районе устанавливается суровая зима, а в Охотском море — мягкая зима.

Когда алеутская депрессия располагается вблизи Командорских островов, тогда на все Беринговo море выносятся теплые воздушные массы и зима становится мягкой. Все это обусловливает большую сезонную вариацию погодных условий на акватории Берингова моря [27].

Тесно связанные с указанной атмосферной циркуляцией погодные условия Берингова моря непосредственно определяются характером вторгающихся на его акваторию воздушных масс.

Арктический воздух, часто вторгающийся на Беринговo море, формируется над Северным Ледовитым океаном и ближайшей к нему арктической сушей. Арктический фронт, отделяющий арктический воздух от граничащего с ним с юга полярного континентального и морского воздуха, почти в течение всего года расположен параллельно береговой линии. Зимой он сдвигается к югу в Беринговo море, следуя за кромкой льда, и доходит почти до Алеутских островов. Летом арктический фронт отступает к северу, приближаясь к кромке пакового льда Северного Ледовитого океана (рис. 10.1). Развивающаяся на арктическом фронте циклоническая деятельность вызывает частые вторжения арктического воздуха на материк и северо-западную часть Тихого океана. На Беринговом море арктический воздух, вторгаясь непосредственно из Северного Ледовитого океана, вызывает резкое похолодание, особенно в северной половине моря, где он сравнительно медленно трансформируется в морской полярный воздух.

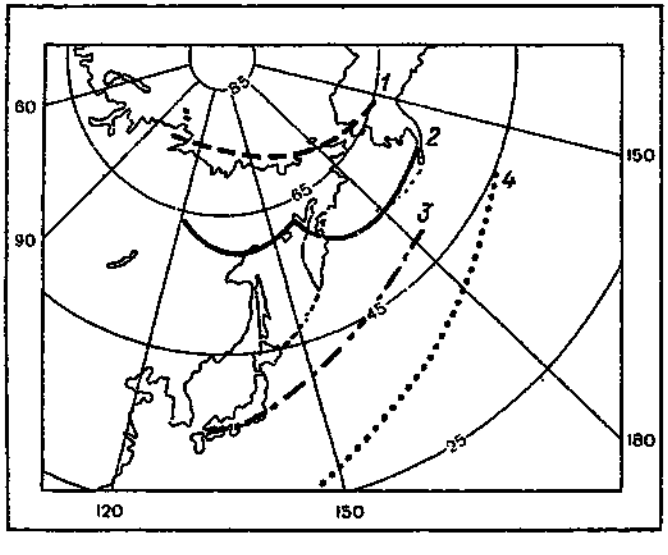


Рис. 10.1. Среднее положение арктического (*1, 2*) и полярного (*3, 4*) фронтов в различное время года (по С. М. Простякову).

1, 3 — лето; *2, 4* — зима.

В зимнее время вторжения арктического воздуха сопровождаются сильными северными и северо-западными ветрами и резким понижением температуры.

Полярный морской фронт формируется на обширном пространстве северной части Тихого океана, между 30 и 50° с. ш., в области гавайского максимума. Он может смещаться на Беринговo море, часто занимая почти всю его акваторию. Этому благоприятствует располагающаяся над Беринговым морем почти в течение года область низкого давления — алеутский минимум.

В зимних условиях мощные потоки морского полярного воздуха, вторгаясь в южную и северную части моря, вызывают довольно длительные оттепели, при которых температура воздуха доходит до 0 °С и выше. Проходя над охлажденной и покрытой льдом поверхностью моря, полярный морской воздух сильно выхолаживается. Происходящее вследствие этого усиление конденсации водяных паров сопровождается пасмурной погодой с сохраняющимися по несколько дней моросящими осадками, низкой слоистой облачностью и туманами.

В летний период морской полярный воздух вызывает увеличение осадков, облачности, туманов и ухудшение видимости. Для Берингова моря он имеет главное значение, особенно для южной половины, которая почти в течение всего года находится под его влиянием.

Континентальный полярный воздух, формирующийся в области сибирского антициклона, отроги которого доходят до Камчатки, непосредственного влияния на климат Берингова моря не оказывает.

Эпизодическое влияние на погоду Берингова моря оказывает тропический морской воздух, вторгающийся на акваторию моря с морскими циклонами, приходящими из тропических широт.

Можно сказать, что основным фактором, формирующим климат Берингова моря, является его положение на границе Азиатского континента и Тихого океана, влияние которых обусловливает своеобразный режим метеорологических элементов в различных районах моря.

Западный район моря носит явные черты муссонного климата, т. е. климата восточных берегов Азиатского континента. Северный район находится под влиянием Арктического бассейна, и климат его близок к субарктическому. Климат восточного района моря обладает признаками морского климата западных берегов континентов. Центральные и южные районы моря носят ярко выраженные черты океанического климата умеренных широт.

10.2. Режим циклонической деятельности

Беринговo море в течение большей части года находится в неблагоприятных погодных условиях, отрицательно сказывающихся на работе морского флота и рыбной промышленности. Сильный ветер — одно из наиболее вероятных опасных явлений погоды, которое способствует возникновению волнения, зыби, обледенения. В зимний период все эти явления наиболее часто относятся к категории опасных и стихийных. Как правило, штормовые ветры в этом районе обусловлены активной цикло-

Таблица 10.1

Повторяемость (%) числа дней с основными типами барического поля над Беринговым морем [18]

Барическое поле	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Циклоническое	72	73	71	75	73	58	54	61	75	79	79	71	70
Антициклоническое	28	27	29	24	26	37	39	33	24	21	21	28	28
Размытое малоградиентное	—	—	—	1	1	5	7	6	1	—	—	1	2

Таблица 10.2

Годовой ход глубоких циклонов (число случаев) над Беринговым морем

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Глубокие циклоны (≤ 960 гПа)	253	174	144	99	68	19	3	16	67	142	229	218	1432

Таблица 10.3

Количество континентальных и морских циклонов над Беринговым морем [18]

Циклоны	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Континентальные	9	5	16	20	21	10	16	21	11	24	19	21	193
Морские	45	44	43	38	35	26	26	24	40	29	38	43	431

нической деятельностью, повторяемость которой очень велика.

Анализ синоптических процессов, выполненный в 1960 г. Л. А. Карповой и Р. Э. Свинуховой, показал, что над Беринговым морем в течение всего года преобладают циклонические типы барического поля, повторяемость которых в среднем за год составляет 70 % и более. Повторяемость циклонических типов барического поля неодинакова в различные месяцы. Она достигает максимума (79 %) осенью и уменьшается до 54—58 % в июне—июле. Уменьшение повторяемости циклонических типов в летний период объясняется общим уменьшением контрастов температур в тропосфере в это время года и отсутствием над океаном благоприятных для развития циклонов условий, которые существуют в холодный период [32]. В связи с этим циклоническая деятельность над Беринговым морем ослабевает и увеличивается повторяемость антициклонических типов за счет распространения к северу тихоокеанского антициклона. Но даже в этот период повторяемость антициклонической циркуляции не превышает 39 %, т. е. и в летнее время циклонические типы барических полей остаются преобладающими (табл. 10.1).

Если годовой ход циклогенеза выражен слабо, то интенсивность циклонов от зимы к лету изменяется значительно. Как следует из табл. 10.2, в которой дано число случаев с циклонами с давлением в центре ≤ 960 гПа, глубокие циклоны преобладают зимой, а летом они практически отсутствуют. Данные табл. 10.2 получены специалистами Камчатскгидромета за период 1950—1980 гг.

Известно, что гидрометеорологические процессы в Охотском море, на Камчатке и прилегающих к ней районах Берингова моря и Тихого океана протекают противофазно с процессами в восточной части Берингова моря и Тихого океана. На рис. 10.2 дан годовой ход среднего числа дней с циклонами в западной и восточной частях Берингова моря, где отчетливо видна противофазность повторяемости циклонов в течение года в этих районах моря.

Области циклогенеза хорошо видны на картах повторяемости числа дней с циклонами (рис. 10.3).

Повторяемость числа дней с циклонами в квадратах (5 × 10°) определялась от числа всех циклонов, наблюдавшихся в период 1950—1980 гг. Для этого с синоптических бюллетеней Гидрометцентра за 08 ч мск подсчитывалось число дней с циклонами, относимое к центру каждого квадрата. При этом брались все циклонические образования, очерчиваемые хотя бы одной замкнутой изобарой. Из приведенных рисунков видно, что в течение всего года наибольшее сосредоточение центров циклонов имеет место в южных районах Берингова моря, где располагается алеутская депрессия. В этом районе прослеживается два очага наибольшей повторяемости числа дней с циклонами. Один центр расположен к юго-востоку от Камчатки, другой — в зал. Аляска. Таким образом, подтверждаются выводы о том, что алеутская депрессия является образованием с двумя барическими центрами.

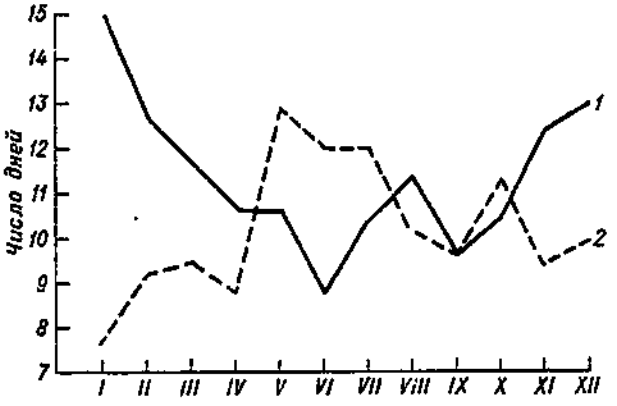


Рис. 10.2. Годовой ход среднего числа дней с циклонами в западном (*1*) и восточном (*2*) районах Берингова моря (1950—1980 гг.).

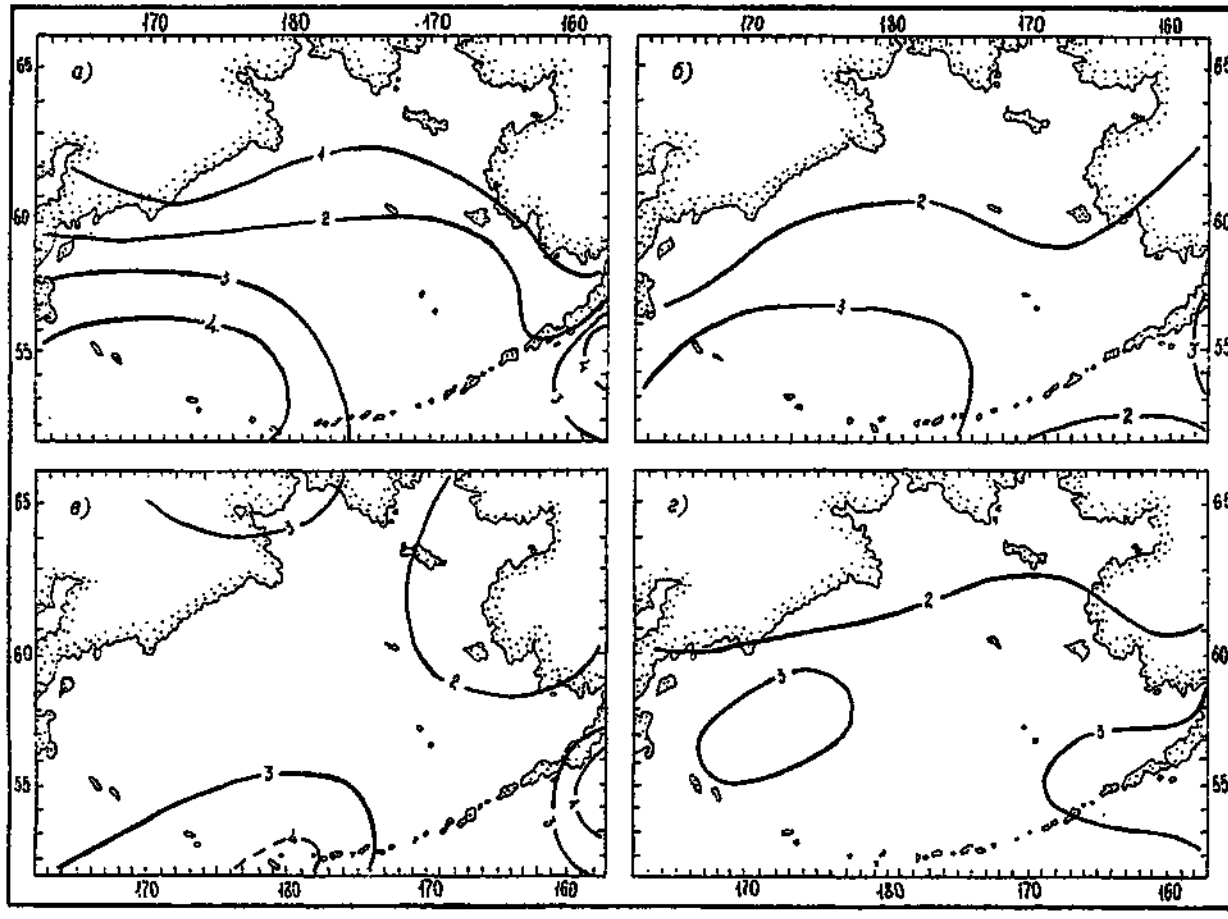


Рис. 10.3. Повторяемость (%) числа дней с циклонами в январе (*а*) (число циклонов $N = 2957$), апреле (*б*) ($N = 2941$), июле (*в*) ($N = 3131$) и октябре (*г*) ($N = 3050$).

Все циклоны, проходящие через Берингово море, можно разделить по происхождению на континентальные и морские. На рис. 10.4 показаны типовые траектории циклонов, выходящих на Берингово море. Количественное соотношение между указанными двумя категориями циклонов дается в табл. 10.3. Основной вклад в циклоническую деятельность на акватории Берингова моря вносят морские или южные циклоны, которые преобладают в течение всего года. Особенно часто отмечается выход южных циклонов в зимний период; континентальные циклоны наблюдаются преимущественно весной и осенью.

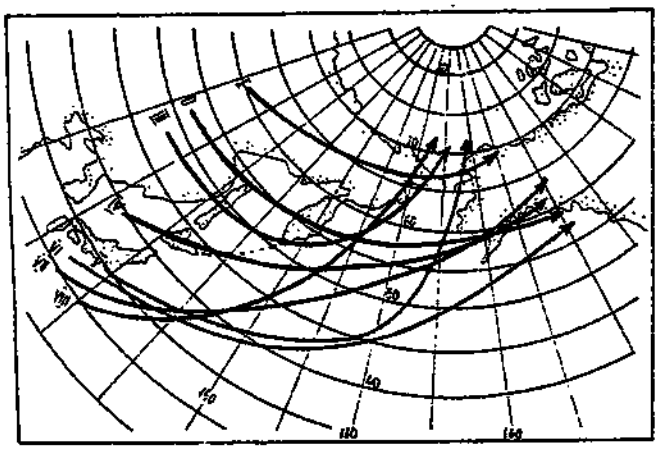


Рис. 10.4. Типовые траектории циклонов, выходящих на Берингово море [18].

Под южными циклонами понимаются циклоны, возникающие южнее рассматриваемой траектории и смещающиеся, как правило, в северном и северо-восточном направлениях, что обусловлено взаимным расположением меридионально развитых крупномасштабных гребней и ложбин [32]. Чаще всего южные циклоны возникают над дальневосточными морями (Восточно-Китайским, Желтым, Японским) и прилегающими к Японии районами Тихого океана. В зимний период, когда контраст температур между континентом и океаном достигает максимума, основная высотная фронтальная зона проходит над океаном, поэтому морские районы являются областями наиболее интенсивного циклогенеза. С ноября по март в этом районе ежемесячно возникает 8—9, иногда 13—14 южных циклонов, здесь же происходит регенерация слабых циклонов, смещающихся с Азиатского континента [32].

Ухудшение погоды связано не только с южными циклонами. Ощутимое воздействие на погоду оказывают также западные (или континентальные) циклоны, т. е. циклоны, возникшие над континентом севернее 50° с. ш. Воздействие континентальных циклонов также отмечается в течение всего года. Наибольшая повторяемость этих циклонов отмечается в переходные сезоны, наименьшая — в январе—марте. Над континентом условия для циклогенеза в это время года неблагоприятны вследствие большой устойчивости зимнего сибирского антициклона, поэтому выход континентальных циклонов на Берингово море наблюдается в зимний сезон

Таблица 10.4

Средние скорости движения циклонов над акваторией Берингова моря [17]

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Скорость, км/ч	48	43	49	42	42	41	40	40	36	47	47	45	43

Таблица 10.5

Количество циклонов различной глубины над Беринговым морем [17]

Давление в центре циклона, гПа	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
960 и ниже	8	4	3	1	—	—	—	—	—	4	7	7	34
961—980	27	23	24	29	20	7	1	6	22	18	22	28	227
981—990	12	12	21	12	15	8	7	14	10	8	16	15	150
991—1000	9	10	10	13	14	15	23	16	13	22	14	13	172
Выше 1000	7	5	7	7	9	13	25	17	6	6	7	2	111

сравнительно редко. Весной и осенью в тропосфере господствует западно-восточный перенос и поэтому создаются более благоприятные условия для смещения континентальных циклонов на Берингово море. Малое количество континентальных или западных циклонов, выходящих на Берингово море в июне—июле, объясняется наличием охотского антициклона, который в эти месяцы наиболее развит и является препятствием для смещения циклонов с континента на восток.

Направление перемещения южных циклонов в значительной степени определяется состоянием тихоокеанского высотного гребня. При интенсивном его развитии, а следовательно, при меридиональной ориентации высотной фронтальной зоны циклоны смещаются на Охотское море. При более значительном развитии азиатского антициклона и меньшем развитии тихоокеанского, смещение циклонов происходит на Берингово море.

Через Берингово море или в непосредственной близости от него в среднем только за одно холодное полугодие проходят 75—80 циклонов [32]. Среди этих циклонов высокий процент составляют весьма глубокие и обширные депрессии, вызывающие над значительным пространством длительные штормовые ветры, снегопады, метели. Для Берингова моря отмечены случаи, когда циклоническая деятельность наблюдалась непрерывно в течение 13—14 сут. Наличие таких длительных периодов циклонической циркуляции связано с тем, что многие из выходящих на Берингово море циклонов превращаются здесь в обширные малоподвижные депрессии, в которые вливаются новые циклоны.

Средняя скорость движения циклонов над Беринговым морем равна 43 км/ч (табл. 10.4). Наибольшие средние скорости движения циклонов наблюдаются зимой, наименьшие — летом. Скорость отдельных циклонов может колебаться от 17 до 97 км/ч, но повторяемость циклонов с предельными скоростями движения не превышает 1 случая в месяц, причем не ежегодно [17].

На акватории Берингова моря наибольшую повторяемость имеют циклоны с давлением в центре от 961 до 980 гПа (табл. 10.5). Чаще всего циклоны такой глубины наблюдаются в период с декабря по апрель, когда интенсивность циклонической деятельности наиболее велика. Реже всего циклоны с таким давлением в центре отмечаются в летнее время. Наиболее глубокие циклоны с давлением ниже 960 гПа наблюдаются только в холодное полугодие, в период с мая по сентябрь они отсутствуют. Слабовыраженные циклоны с давлением в центре более 1000 гПа наблюдаются преимущественно в летнее время с максимумом повторяемости в июле, когда циклоническая деятельность над морем ослаблена.

11. Пространственно-временное распределение метеорологических параметров и явлений

11.1. Атмосферное давление

Направление переноса различных воздушных масс, а также перемещение и эволюция различных барических образований (циклонов, антициклонов, гребней, ложбин), которые, в свою очередь, и определяют погоду в данной местности, связано с распределением атмосферного давления.

С прохождением антициклона обычно связана малооблачная погода со значительными, особенно летом, суточными колебаниями температуры. Прохождение циклонов сопровождается выпадением дождя или снега, сменой направления ветра и резкими колебаниями температуры и влажности.

Основным фактором формирования типа годового хода давления воздуха является атмосферная циркуляция. Анализ средних многолетних карт средних месячных значений давления позволяет отнести годовой ход давления к океаническому типу. Для этого типа свойственны небольшие амплитуды годового хода, низкое давление воздуха зимой и наступление максимума в один из летних месяцев [11].

Максимальное значение давления воздуха над большей частью Берингова моря, за исключением северной его части (выше 60° с. ш.), отмечается в июне—июле, а минимальное — в декабре—январе. Таким образом, годовой ход давления воздуха здесь следует за годовым ходом температуры.

Устойчивое низкое давление над большей частью Берингова моря в холодное полугодие связано с развитием интенсивной циклонической деятельности, которая на климатических картах этого сезона проявляется в виде глубокой алеутской депрессии, представляющей собой один из важных цент-

ров действия атмосферы в умеренных широтах Тихого океана. Именно сезонность положения этой депрессии и обусловливает такой тип годового хода давления воздуха.

Зимой, когда алеутский минимум занимает южную часть моря, в различные годы колеблясь между южной оконечностью Камчатки и п-овом Аляска, в этой части моря давление минимальное — в среднем около 995 гПа (рис. 11.1). В северной части моря давление выше — 1013—1017 гПа. Столь значительный барический градиент между северной и южной частью моря в зимнее время объясняется близостью северной части моря к полярному максимуму и отрогам сибирского антициклона. Особенности приземного барического поля, отмеченные в январе, в общих чертах присущи также периоду с ноября по март.

Зимний характер барического поля начинает нарушаться в апреле, когда области высокого давления на континентах вследствие их прогревания постепенно разрушаются. Над Арктическим бассейном образуется самостоятельная область высокого давления. Ограниченный зимой в небольших пределах и вытянутый на юг тихоокеанский максимум весной увеличивается и распространяется на запад, северо-запад, достигая районов Берингова моря. Циклоническая деятельность ослабевает, алеутская депрессия заполняется и отодвигается к востоку. Над всей акваторией моря давление повышается.

Летом районы моря находятся под воздействием обширного гребня северотихоокеанского антициклона, что и определяет относительно высокое давление воздуха в теплый период. Над северной частью Берингова моря в этот период года преобладает слабовыраженная депрессия, связанная с прогревом Азиатского континента. Направление барического градиента обратно зимнему, т. е. в южных районах давление больше, чем в северных: 1010—1015 и 1005—1010 гПа соответственно. Летом атмосферное давление над морем распределяется значительно равномернее, а барический градиент между северной и южной частью Берингова моря почти в четыре раза меньше, чем зимой.

С сентября начинается переход к осенне-зимнему распределению давления, причем в октябре все области уже выражены достаточно отчетливо. И на карте отчетливо прослеживается алеутский минимум, основной центр которого располагается над западной половиной моря, прилегающей к Азиатскому континенту.

Годовые амплитуды давления в различных районах моря невелики — 10—15 гПа. В южной части моря годовые колебания больше, что обусловлено развитием в холодный период интенсивной циклонической деятельности. В северной части моря (побережье Чукотки и западные берега Аляски) располагается область небольших амплитуд (5—10 гПа). Такой слабовыраженный годовой ход давления в этом районе моря обусловлен антициклонической

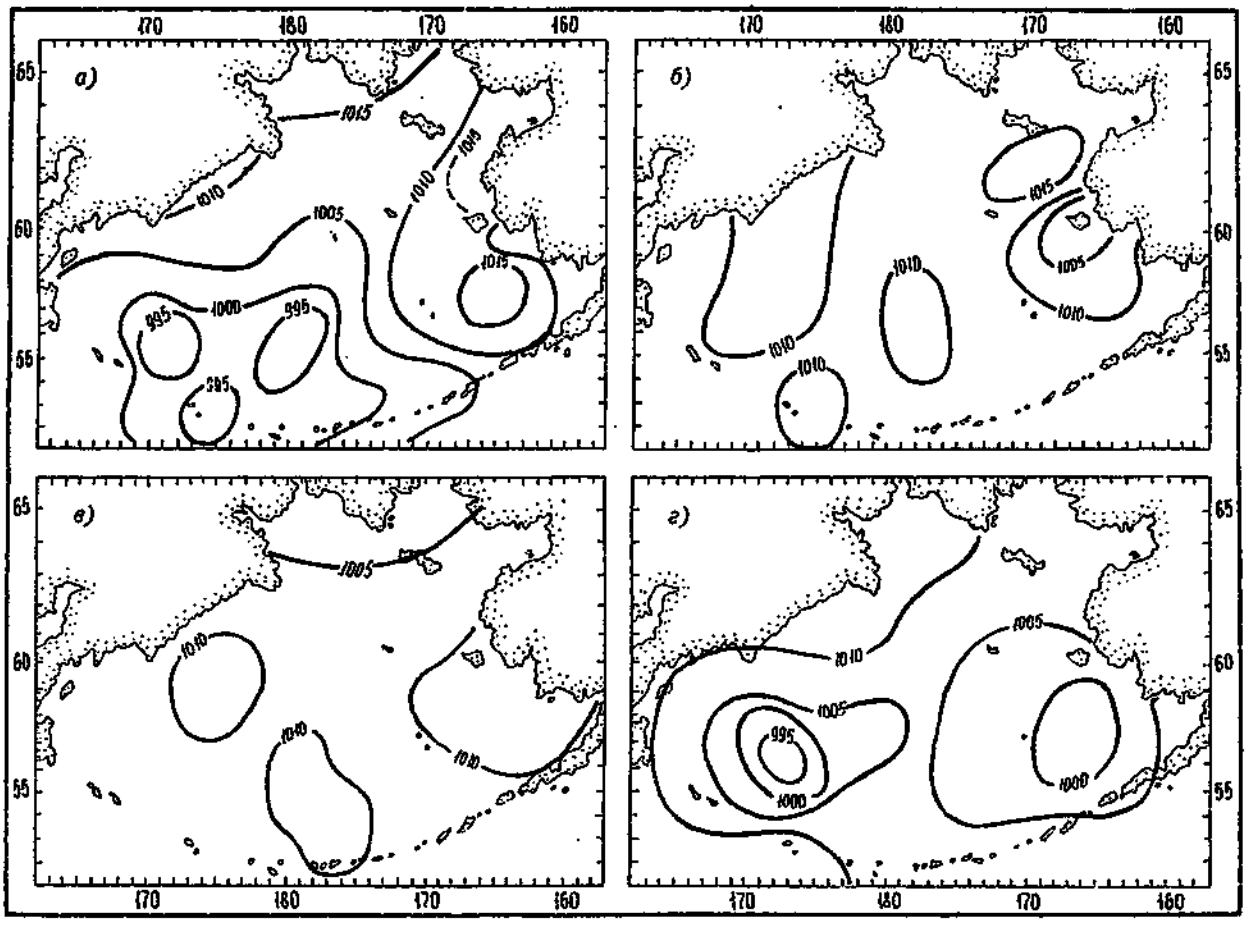


Рис.11.1. Среднее многолетнее распределение атмосферного давления (гПа) на уровне моря в январе (*а*), апреле (*б*), июле (*в*) и октябре (*г*).

циркуляцией в течение всего года. В зимнее время этот район находится под воздействием зимнего континентального антициклона, а летом охвачен субтропической зоной высокого давления.

В отдельные годы как амплитуда, так и кривые годового хода существенно отличаются от полученных по средним многолетним данным. Самая большая межгодовая изменчивость давления воздуха наблюдается в северо-восточной части Тихого океана, куда входит восточная половина Берингова моря, побережье Аляски, восточная группа Алеутских островов и зал. Аляска, где значения средних квадратических отклонений превышают 9 гПа [40]. Для остальных районов Тихого океана оно в среднем равно 3—4 гПа. Указанная область максимальных колебаний атмосферного давления относится к восточной периферии климатической алеутской депрессии и отражает интенсивную циклоническую деятельность и большую повторяемость циклонов в этой части океана. То обстоятельство, что область максимальных колебаний давления расположена не в самом центре алеутского минимума, а охватывает лишь восточную его периферию, можно объяснить орографическим эффектом, влиянием горных хребтов Кордильер при западном переносе воздушных масс, замкнутостью Берингова моря с севера, и, самое главное, наличием теплого Аляскинского течения, огибающего весь зал. Аляска [40].

11.2. Ветровой режим

Перенос воздушных масс над Беринговым морем и прилегающими районами суши определяется тремя основными барическими образованиями: алеутским минимумом, северотихоокеанским максимумом и сибирским зимним антициклоном. Они формируются ежегодно и в зависимости от сезона локализуются в постоянных районах, создавая генеральную систему ветров. Именно благодаря этому над морем достаточно отчетливо проявляется сезонная изменчивость ветрового режима, хотя и несколько затушевываемая циклонической деятельностью: в холодное полугодие преобладают ветры с континентов, в теплое же время дуют морские ветры. Это достаточно наглядно иллюстрирует рис. 11.2, на котором показаны розы сильного ветра (более 10 м/с) в январе и июле для наиболее характерных районов моря и побережья. Сравнение их с розами ветров, рассчитанными по всей совокупности скорости ветра, показывает их сходство, несколько меняются лишь повторяемости отдельных румбов. Как видно из рисунка, в холодное полугодие над морем преобладают ветры северо-восточной четверти (северный, северо-восточный, восточный). Особенно велика вероятность ветров этих направлений в северной части моря, где повторяемость северного и северо-восточного ветров в отдельные ме-

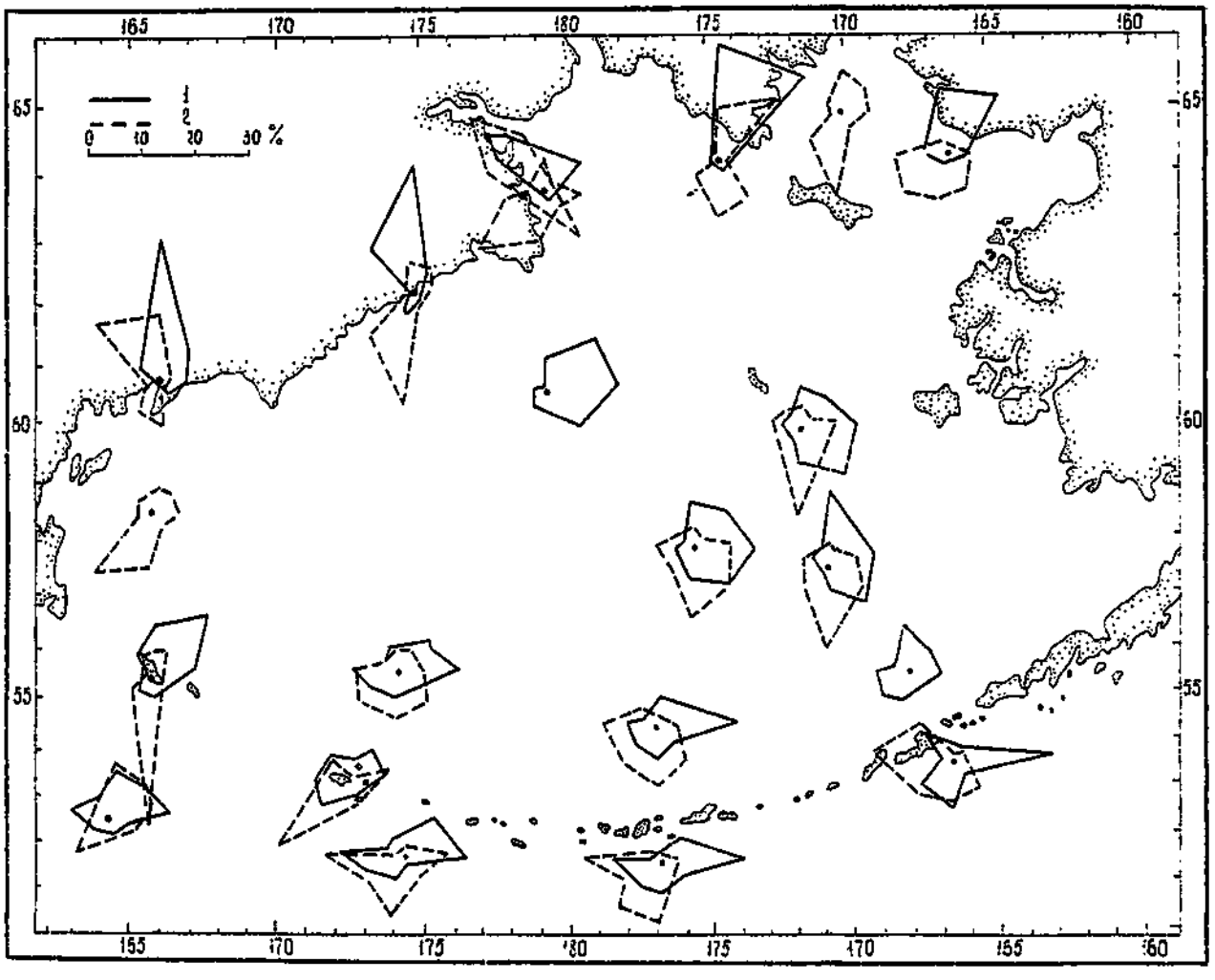


Рис. 11.2. Повторяемость направлений сильного ($V \geq 10$ м/с) ветра в январе (*1*) и июле (*2*).

Таблица 11.1

Повторяемость (%) направлений ветра и штиля

Станция	Месяц	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль
Апука	Январь	5	79	7	3	2	2	1	1	6
	Июль	2	11	11	3	13	32	25	3	22
Топата-Олюторская	Январь	4	61	8	0	1	1	8	17	23
	Июль	0	18	23	13	2	1	33	10	27
Корф	Январь	54	10	10	7	1	1	2	15	8
	Июль	11	6	5	10	24	25	5	14	18

сяцы доходит до 70—80 %. Вероятность ветров противоположных, южных направлений, характерных в основном для передней части циклонов, наоборот, увеличивается с севера на юг с 5—10 до 20—25 %. В юго-восточной, открытой части моря повторяемость ветров южных румбов (южных, юго-восточных) местами увеличивается до 30—35 %. В районе Алеутских островов зимой наиболее часты ветры восточных и западных направлений.

Летом над всей акваторией моря наибольшую повторяемость имеют ветры южной четверти горизонта. В южных районах моря, особенно в районе Алеутской гряды, заметно увеличение западной составляющей ветра. В северной части моря к лету повторяемость северных ветров хотя и уменьшается, тем не менее остается достаточно высокой: 30—35 % в открытых районах моря и 50—60 % в прибрежных и на берегу. Это связано с тем, что северная часть моря большую часть года находится под влиянием гребня высокого давления.

Вблизи материков значительное влияние на направление ветра оказывают орография местности и ориентация береговой линии. Для прибрежных районов типичны реверсивные, направленные вдоль берега ветры. На берегу же картина может быть существенно иной вследствие значительной расчлененности берегового рельефа речными долинами, из-за чего во многих районах преобладают ветры, дующие вдоль долин: с суши на море зимой и наоборот — летом. Примером могут служить станции Апука, Топата-Олюторская, Корф (табл. 11.1).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что сезонная изменчивость ветра, обусловленная муссонностью климата, проявляется даже на Алеутских островах, значительно удаленных от материков. Следовательно, муссонный характер общей циркуляции атмосферы присущ всему дальневосточному региону, включая Охотское и Берингово моря [17]. Зимой над Беринговым морем господствует муссонный поток, обусловленный взаимодействием азиатского антициклона с алеутской депрессией. Летний муссон обусловлен взаимодействием летней азиатской депрессии и северотихоокеанского максимума.

На рис. 11.3 дано распределение средней годовой скорости ветра и ее средней годовой изменчивости. Бросается в глаза изотропность режимных характеристик ветра над преобладающей частью бассейна. В то же время наибольшие изменения скорости, резкие деформации воздушных потоков, обусловленные прежде всего орографией берегов и различием в шероховатости подстилающей поверхности, имеют место в довольно узкой контрастной зоне вблизи берегов или кромки льда. К примеру, средние годовые скорости ветра в западной части моря возрастают с 4—7 м/с на берегу до 8—10 м/с в пределах 100 км от берега. Несколько меньшая изменчивость скорости ветра наблюдается в восточной части моря, где горизонтальный градиент скорости вдвое меньше. Еще большая однородность свойственна полям годовых средних квадратических отклонений. Как видно из того же рисунка, диапазон изменчивости их довольно узок — от 4 до 6 м/с.

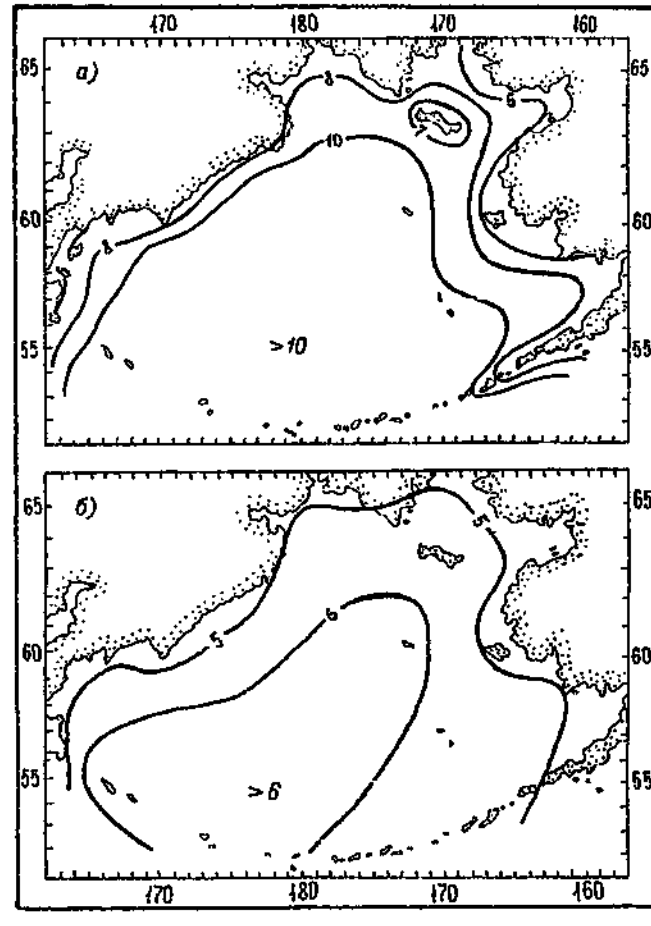


Рис. 11.3. Распределение средней годовой скорости ветра (м/с) (*а*) и среднего квадратического отклонения (*б*).

Столь разительные отличия в изменчивости режимных характеристик ветра в прибрежной зоне и в море обусловлены прежде всего различием подстилающей поверхности. В береговой зоне режим ветра формируется не только циркуляционными процессами в атмосфере, но и в значительной степени определяется орографией местности и защищенностью станций. Отсюда и такой довольно значи-

тельный разброс средних годовых скоростей в различных районах побережья: от 4—5 м/с в макрозащищенных районах (Карагинский залив, побережье Аляски) до 8—9 м/с на мысах и островах (м. Наварин, о. Св. Павла). В море же, где подстилающая поверхность относительно однородна (особенно летом), основной вклад в формирование режима ветра принадлежит лишь циркуляционным процессам, характерные масштабы которых сопоставимы с размерами моря.

Отмеченные закономерности пространственного распределения скорости ветра прослеживаются во все сезоны года, следовательно, они являются географическими факторами климата морей.

Сезонная изменчивость активности атмосферных процессов и соответственно их воздействие на режим ветра проявляются в увеличении средних скоростей ветра зимой и уменьшении летом: от 10—12 до 6—7 м/с. Максимум же средних скоростей на акватории приходится в годовом ходе на февраль и ноябрь. Июнь—август являются самыми спокойными месяцами.

Годовая амплитуда средних скоростей ветра равна на побережье 4—6 м/с, в море 3—5 м/с. Суточная изменчивость скорости зимой не превышает 1 м/с, летом же она составляет в море 1—2 м/с, на берегу 2—4 м/с.

Повторяемость штилей увеличивается с 5—10 % зимой до 10—20 % летом.

Средние месячные и годовые скорости ветра и розы ветров не дают еще достаточно полной информации о распределении скоростей ветра по направлениям, так как не всегда преобладающим направлениям соответствуют наибольшие скорости ветра. В связи с этим полезными являются данные о средних скоростях и их изменчивости для каждого румба (рис. 11.4). Анализ этих данных позволяет выявить особенности распределения скоростей ветра по направлениям.

Как видно из рисунка, характеристики среднего ветра для открытой части моря мало меняются по направлениям, особенно летом, что вполне закономерно, так как розы ветров в море близки к круговым. Тем не менее при определенных румбах скорости ветра несколько выше. Так, зимой на севере и востоке моря наибольшую повторяемость имеют ветры северной и северо-восточной четверти, а наибольшие скорости ветра приходятся на юго-восточ-

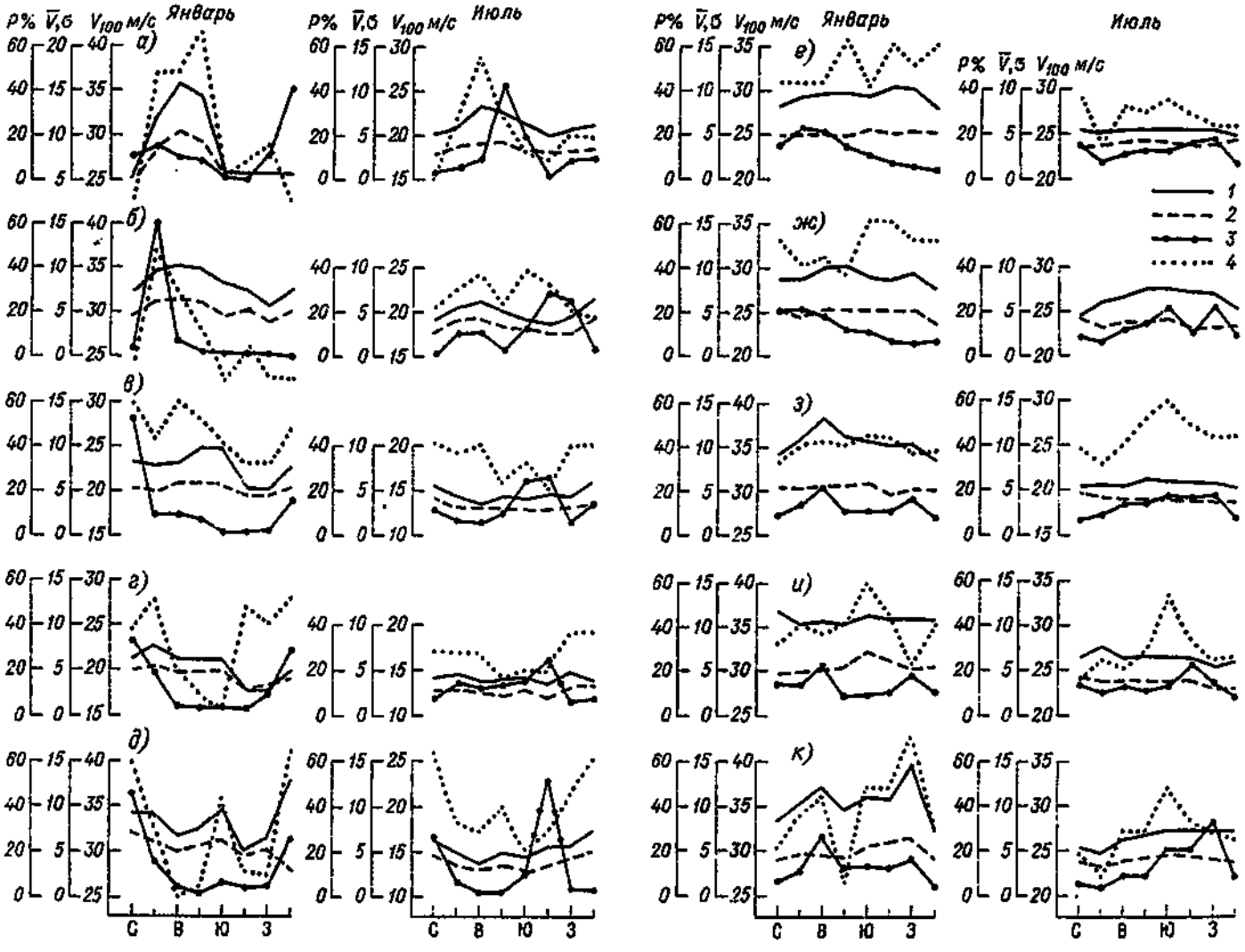


Рис. 11.4. Изменчивость режимных характеристик ветра по направлениям в январе и июле.

а — Анадырь; *б* — Атка; *в* — Корф; *г* — Оссора; *д* — Мыс Африка; *е* — север восточного свала глубин; *ж* — центральная часть восточного свала; *з* — центральная глубоководная часть; *и* — камчатский тихоокеанский район; *к* — район Алеутских островов.

1 — средняя скорость $\bar{V}$; *2* — среднее квадратическое отклонение σ; *3* — повторяемость направлений *P*; *4* — скорость, возможная 1 раз в 100 лет, V_{100}.

ные и западные румбы. В центральной и южной частях моря наибольшие скорости ветра тяготеют к преобладающим восточным и западным направлениям. Летом на всей акватории моря преобладают ветры юго-западной четверти, а наибольшие скорости ветра соответствуют этим румбам только в южной части моря. В западной части моря наибольшие скорости приходятся на северо-восточные румбы. В северных и центральных районах моря скорости ветра практически одинаковы для всех румбов.

На побережье, где существенную роль играет рельеф окружающей местности, преобладают не группы направлений, а отдельные румбы, и, как правило, наибольшие средние скорости ветра не совпадают с преобладающими направлениями. При этом в зависимости от ориентации долин и берегового рельефа наибольшие скорости имеют восточные (Анадырь, корякское побережье, Алеутские острова), либо северные (Оссора, м. Африка) ветры.

Средние квадратические отклонения меняются по направлениям меньше, нежели средние скорости. Особенно это характерно для открытой части моря. Характер зависимости этой величины от направления ветра аналогичен описанному выше.

Наиболее существенное влияние при работе в море оказывает ветер и связанное с ним волнение, особенно когда ветер достигает опасных и стихийных значений. По показателям „бурности" Берингово море, наряду с Охотским, выделяется среди остальных морей северного полушария [28, 38].

Характерной особенностью Берингова моря является ярко выраженный годовой ход повторяемости штормовых ветров (≥ 15 м/с), что связано с сезонной изменчивостью циркуляционных процессов в этом районе. В период с октября по апрель Берингово море находится под влиянием алеутской депрессии, в которую часто входят циклоны, перемещающиеся главным образом от Японии через северо-запад Тихого океана к Алеутским островам. Повторяемость штормовых ветров в это время года составляет 15—20 % в центральной части моря, а в районе Алеутских островов повторяемость штормов достигает 25 % (рис. 11.5). Изотахи на рис. 11.5 проведены по данным судовых наблюдений за 30-летний период. Наиболее резкое усиление штормовой активности происходит осенью (сентябрь—октябрь) и достигает максимума в ноябре—декабре, а в течение зимы меняется мало. Летом с ослаблением циклогенеза повторяемость штормовых ветров повсеместно не превышает 2—8 %. Минимум повторяемости штормов отмечается в июле—августе.

Заметно большая, чем в море, повторяемость штормового ветра отмечается в береговой зоне на высоких скалистых берегах и мысах, далеко вдающихся в море. Напротив, в заливах, бухтах и на ровных открытых берегах повторяемость таких ветров существенно меньше. Обусловлено это различием в механизме формирования режимов штормового ветра в море и на берегу.

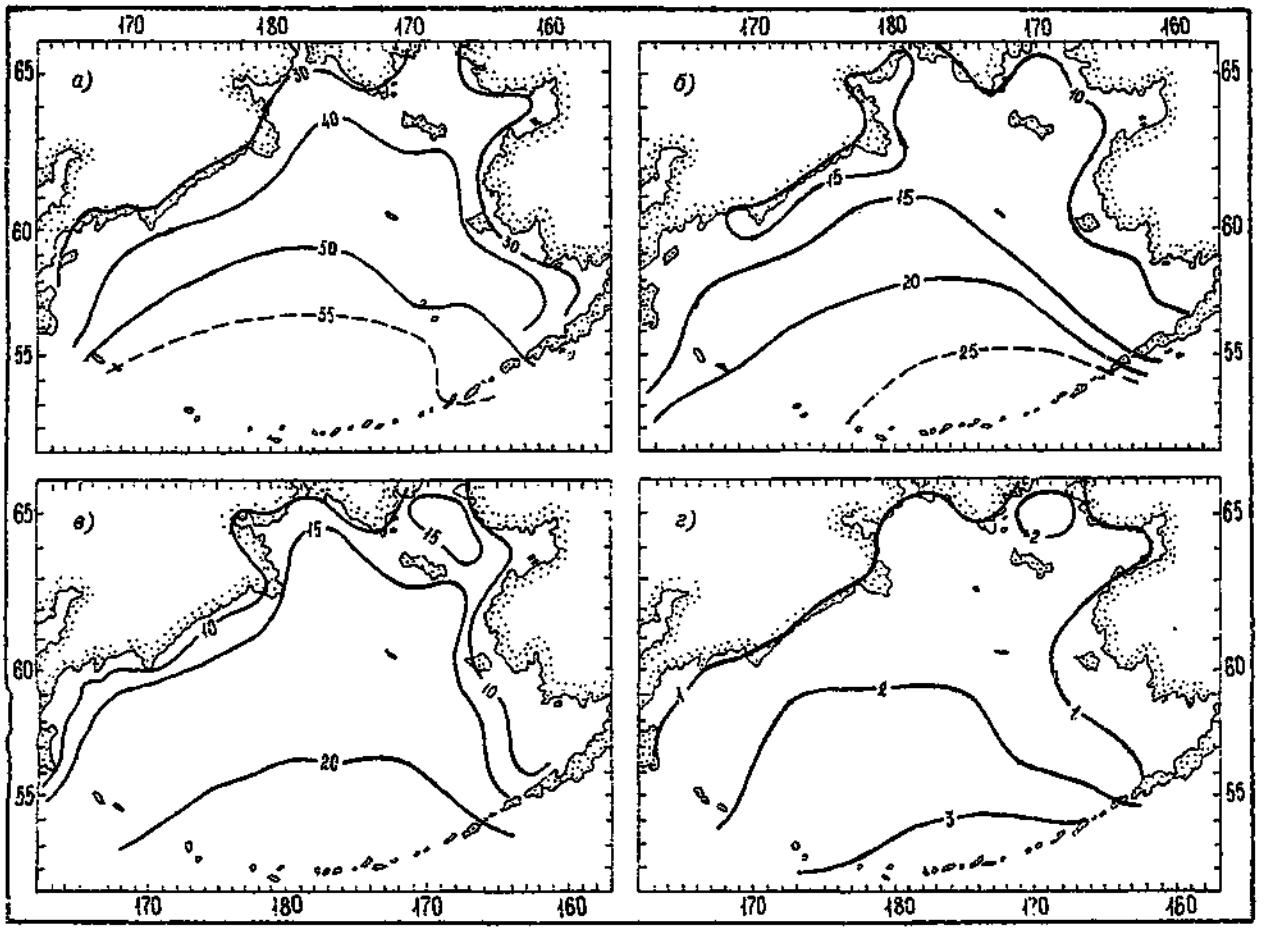


Рис. 11.5. Повторяемость сильного ($V \geq 10$ м/с) (*а*, *в*) и штормового ветра ($V \geq 15$ м/с) (*б*, *г*) в январе (*а*, *б*) и июле (*в*, *г*).

Таблица 11.2

Повторяемость (%) штормового ветра ($V \geq 15$ м/с) по направлениям в январе

Район	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Центральная глубоководная часть ($N = 470$)	8	15	30	9	12	8	12	6
Север свала глубин ($N = 399$)	10	24	23	10	8	12	9	4
Центральная часть свала глубин ($N = 996$)	18	13	24	21	11	4	7	2
Юг свала глубин ($N = 281$)	19	15	19	10	9	10	12	6
Юг восточного мелководья ($N = 720$)	29	9	15	19	11	5	7	5
Район Алеутских островов ($N = 236$)	4	14	30	6	15	11	18	2

Примечание. N — количество наблюдений.

В дополнение к общей картине в табл. 11.2 представлены рассчитанные розы штормового ветра для тех районов, в которых число случаев со скоростью ≥ 15 м/с было достаточно большим. Зимой на большей части акватории Берингова моря наиболее часты штормовые ветры северо-восточной четверти, характерные в основном для тыловых частей циклонов. На юге же моря — близ Алеутских островов — преобладают восточные штормы. Среди других направлений выделяются также южные и юго-восточные.

Такая картина в преобладании штормовых ветров двух основных направлений объясняется также тем, что зимой штормовая активность определяется главным образом циклонической деятельностью.

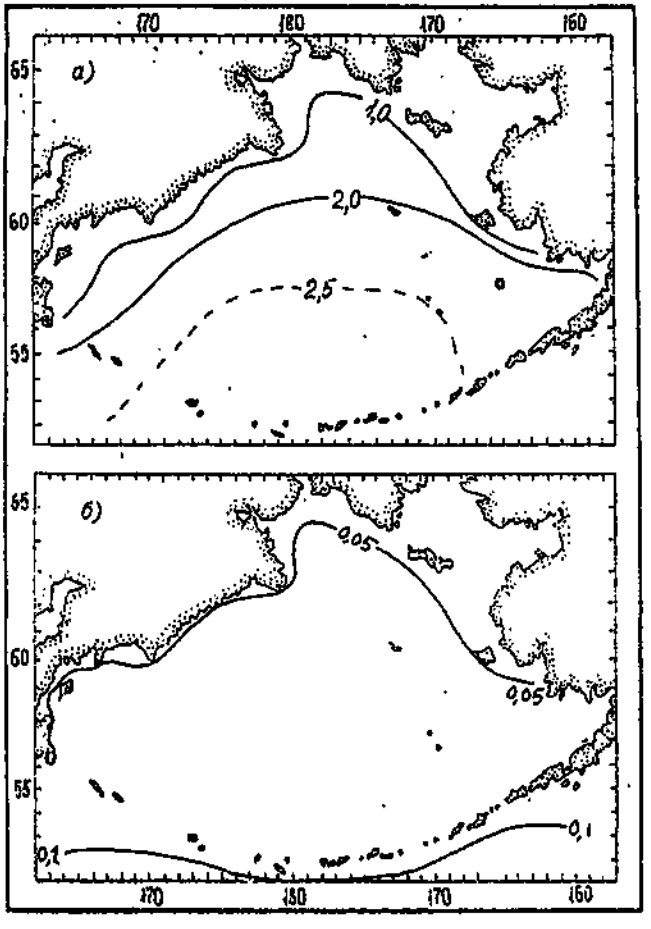


Рис. 11.6. Повторяемость (%) штормового ветра за год.
а — $V \geq 20$ м/с; *б* — $V \geq 30$ м/с.

Ослабление циклонической циркуляции летом, хотя и не позволяет построить соответствующие розы, тем не менее достаточно определенно свидетельствует о сезонной изменчивости направлений штормового ветра.

К важнейшим характеристикам режима ветра относятся также вероятности штормов различной силы. Так как по фактическим данным зачастую невозможно определить вероятности больших скоростей ветра, то эти значения определялись по кривым распределений, которые спрямлялись на функциональных сетках закона Вейбулла и соответственно экстраполировались в область больших значений. Карты повторяемости штормовых ветров различной скорости (≥ 15, ≥ 20 и ≥ 30 м/с) для зимнего и летнего сезонов приведены на рис. 11.5 и 11.6.

Остановимся кратко на основных особенностях пространственно-временного распределения штормов в Беринговом море. Для зимы, когда штормовая активность достигает своего максимума, характерны наибольшие пространственные контрасты в поле повторяемости опасных ветров. Так, повторяемость штормов со скоростью ветра ≥ 15 м/с превышает 25 % в районе Алеутских островов, тогда как в Карагинском заливе она менее 12 %, на севере же моря колеблется в пределах 15—17 %.

К лету штормовая активность затихает, что обусловлено значительным уменьшением глубины циклонических образований, однако повторяемость числа циклонов, выходящих на Берингово море, снижается незначительно [39]. Повторяемость штормов в это время года не превышает 1—3 %, а ураганных ветров скоростью ≥ 30 м/с — 0,05 %.

Как видно на приводимых схемах, зоны наибольшей повторяемости штормовых ветров, охватывая всю глубоководную часть моря, тяготеют тем не менее к ее южной части. Такое распределение является следствием активного циклогенеза, развивающегося на арктическом и полярном фронтах, дислоцирующихся в области, которая в статистическом смысле составляет алеутскую депрессию.

Максимальные скорости ветра зимой в море колеблются в пределах 38—45 м/с; на берегу и островах, как уже отмечалось, вследствие орографии, мысовых и аэродинамических эффектов картина распределения довольно пестрая. Летом же максимальные скорости значительно меньше — до 37 м/с.

Помимо приводимых выше данных, важное значение приобретают временные характеристики. На рис. 11.7 представлены карты средней непрерывной продолжительности штормового ветра ($V \geq 15$ м/с)

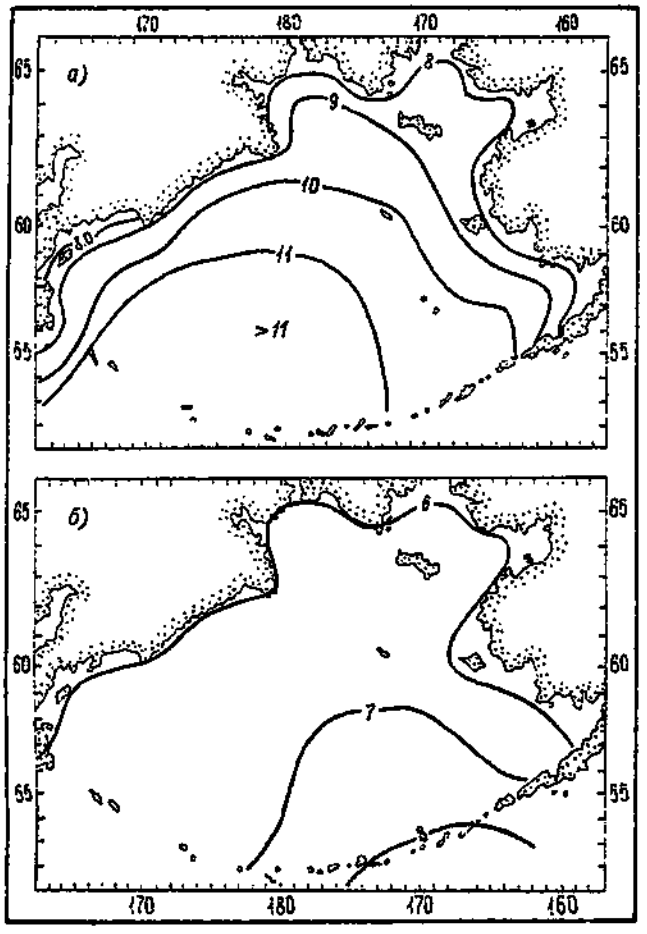


Рис. 11.7. Средняя продолжительность (ч) штормового ветра ($V \geq 15$ м/с) зимой (*а*) и летом (*б*).

для двух сезонов. Непрерывная продолжительность определялась по данным синоптических карт. Подход к определению этой характеристики был такой же, как и для береговых станций, т. е. скорость ветра, отмеченная в срок, являлась характерной для интервала времени между сроками. Анализ данных показывает, что имеется достаточно тесная связь между средней непрерывной продолжительностью штормов и их повторяемостью. Так же, как и повторяемость, продолжительность штормов больше зимой. Средняя непрерывная продолжительность ветров со скоростью ≥ 15 м/с на большей части территории составляет 10—11 ч зимой и 6—7 ч летом. В южной части моря, в районе активного циклогенеза располагается штормовой очаг, сохраняющийся в течение года: как летом, так и зимой здесь отмечается наибольшая повторяемость скоростей ветра ≥ 15 м/с и наибольшая непрерывная продолжительность этих ветров. В отдельных случаях штормовые скорости ветра могут отмечаться в течение 3—4 сут. Надо также заметить, что при определенных направлениях ветра продолжительность штормов может довольно сильно отличаться от средней продолжительности. Так, согласно [17], в открытом море штормы при северных и северо-восточных ветрах могут продолжаться до 5—6 сут. На Алеутских островах наиболее продолжительные периоды со скоростью ветра более 15 м/с наблюдаются при восточных и юго-восточных ветрах.

В отдельных районах побережья, где есть местные условия, способствующие увеличению скорости ветра (станция расположена на мысах, в речных долинах) наблюдается увеличение непрерывной продолжительности, особенно при определенных направлениях ветра по сравнению с соседними участками побережья. С увеличением защищенности (бухта, глубоко врезанный залив) резко уменьшается вероятность штормовых ветров и их продолжительность (табл. 11.3). Из таблицы также видно, что с увеличением интенсивности штормов их непрерывная продолжительность уменьшается в среднем на 2—3 ч.

Таблица 11.3

Характеристики непрерывной продолжительности τ штормов различной силы за год

Район	V м/с	$\bar{\tau}$ ч	$\bar{\tau}_{макс}$ ч	σ ч
Анадырь	≥ 15	12,8	96	12,7
	≥ 20	10,2	72	10,4
Шельф корякского побережья	≥ 15	10,1	48	7,2
	≥ 20	8,9	48	5,9
Алука	≥ 15	12,0	90	12,8
	≥ 20	9,6	60	9,7
Корф	≥ 15	7,8	66	8,1
Шельф Карагинского—Олюторского района	≥ 15	8,5	36	5,6
Оссора	≥ 15	10,2	60	11,7
о. Карагинский	≥ 15	11,3	138	12,9
	≥ 20	8,1	36	8,1
Ука	≥ 15	9,4	84	10,4
м. Африка	≥ 15	12,3	102	13,9
	≥ 20	10,2	90	11,5
Никольское (о. Беринга)	≥ 15	11,7	84	12,1
	≥ 20	8,7	54	8,6

Как известно, атмосферные процессы испытывают значительные межгодовые колебания, которые проявляются и в режиме штормовых ветров. Однако в море из-за отсутствия длительных серий наблюдений межгодовую изменчивость можно выявить лишь опосредованно по косвенным признакам. Так, за характеристику штормовой активности (ША) обычно принимают число дней со скоростью ветра ≥ 15 м/с. Как правило, эта характеристика при соответствующем осреднении является достаточно надежной для оценки климатического тренда.

Для оценки ША в Беринговом море были использованы синоптические бюллетени Гидрометцентра СССР за 1950—1987 гг. К сожалению, в них приводится лишь одна карта погоды за сутки (срок 8 ч мск), и ША месяца в каком-либо районе характеризуется в таком случае числом карт, когда скорость ветра в нем была ≥ 15 м/с. Расчеты скоростей ветра по барическим полям наиболее надежны для холодного полугодия, когда синоптические процессы более акцентированы. Поэтому межгодовая изменчивость исследовалась по данным не за год, а за

Таблица 11.4

Периоды штормовой активности (ША) в Беринговом море, сглаженные по скользящим пятилетиям

Район	Период повышенной ША, годы	Длительность, лет	Период пониженной ША, годы	Длительность, лет
Центральная глубоководная часть	1954—1960	6	1950—1952	2
	1978—1985	7	1963—1974	11
Север восточного свала глубин	1954—1961	7	1950—1953	3
			1967—1976	9
			1983—1984	1
Западная глубоководная часть	1952—1960	8	1961—1973	12
			1981—1987	6
Юг восточного свала глубин	1956—1967	1	1950—1954	4
	1973—1979	6	1960—1972	12
	1980—1985	5		

холодный период (октябрь—март). Графики изменчивости ША, сглаженные по пятилетиям, в четырех районах моря приводятся на рис. 11.8. На них также показаны границы отклонений от средних, равные ± σ, в пределах которых значения ША можно считать близкими к климатической норме. Годы с числом дней выше или ниже нормы относятся к периодам высокой или низкой ША (табл. 11.4). По графикам можно также определить продолжительность цикла ША, под которым следует, видимо, понимать промежуток времени как с повышенной, так и с пониженной активностью относительно средних значений.

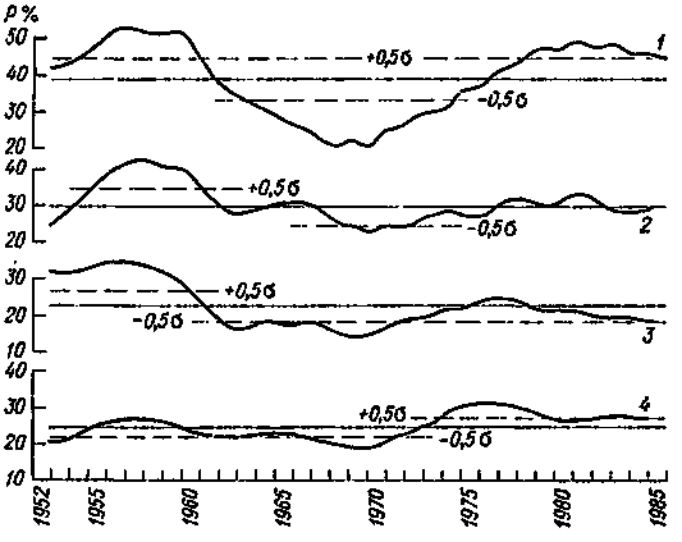


Рис. 11.8. Повторяемость P штормов ($V \geq 15$ м/с) за холодный период с осреднением по скользящим пятилеткам.

1 — центральная глубоководная часть; *2* — север восточного свала глубин; *3* — западная глубоководная часть; *4* — юг восточного свала глубин.

Как видно из графиков рис. 11.8, за 35-летний период было два максимума ША. Первый (и преобладающий) отмечался в конце 50-х годов; второй (меньший и менее выраженный) пришелся в западной и восточной частях Берингова моря на середину 70-х годов, в центре и на севере — на конец 70-х — начало 80-х годов. Цикл колебаний ША составляет 20—25 лет, причем больше он в центральной части и на севере моря, меньше — на западе и востоке. Амплитуда повторяемости ША, как и другой показатель изменчивости (среднее квадратическое отклонение), наибольшая в центральных районах моря, наименьшая — на юго-востоке.

Такое различие как в продолжительности квазициклов, так и в показателях изменчивости можно объяснить тем, что в центральной части Берингова моря располагается как бы демаркационная зона, разделяющая области с различными синоптическими процессами над северо-западным и северо-восточным регионами Тихого океана [2]. Эти различающиеся циркуляционные механизмы проявляются также в формировании двухцентровой алеутской депрессии и в противофазности изменчивости отдельных гидрологических элементов в западной и восточной частях Берингова моря [8].

Следует заметить, что используемый период обобщения судовых наблюдений за 1961—1975 гг. приходится на цикл пониженной ША. И хотя это обстоятельство учитывалось при расчетах характеристик ветра редкой повторяемости, тем не менее не исключается возможность их занижения.

В табл. 11.5 для квазиоднородных районов моря даны наибольшие скорости ветра различной вероятности за год и по сезонам. О пространственном распределении скоростей ветра, возможных 1 раз в 100 лет, дает представление рис. 11.9.

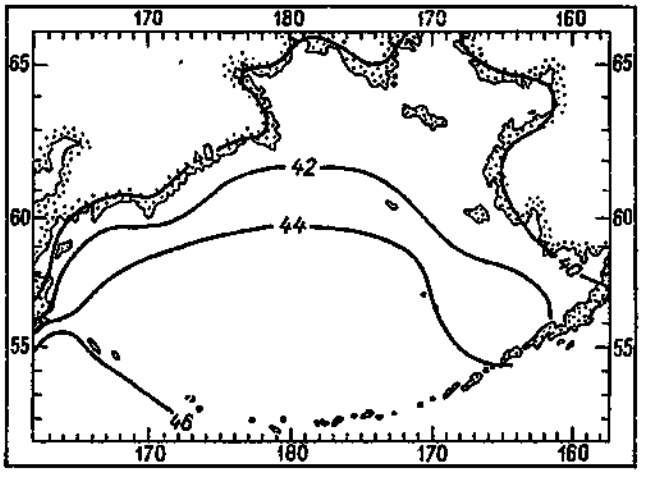


Рис. 11.9. Распределение скоростей ветра (м/с), возможных 1 раз в 100 лет (годовые данные).

Таблица 11.5

Расчетная скорость ветра (м/с) в Беринговом море

Сезон	Скорость ветра, возможная 1 раз в n лет					
	1	5	10	20	50	100
Западная глубоководная часть						
Зима	31	36	37	39	41	42
Весна	24	28	29	31	32	33
Лето	21	24	25	26	28	29
Осень	26	30	32	33	35	37
Год	32	36	37	39	41	42
Центральная глубоководная часть						
Зима	34	37	39	40	42	44
Весна	28	32	33	35	37	39
Лето	22	26	28	30	32	33
Осень	29	34	36	38	40	42
Год	33	37	38	40	42	44
Север восточного свала глубин						
Зима	32	35	37	38	40	42
Весна	24	27	28	29	31	32
Лето	21	24	25	27	28	29
Осень	27	30	32	33	35	37
Год	33	36	38	39	41	42
Центральная часть и юг восточного свала глубин						
Зима	32	36	37	39	41	42
Весна	28	32	33	35	37	38
Лето	24	28	29	31	32	34
Осень	31	35	37	39	41	42
Год	33	37	39	40	42	44
Север восточного мелководья						
Зима	31	35	36	37	39	41
Весна	25	29	30	32	33	35
Лето	24	28	29	30	32	33
Осень	26	30	31	32	34	35
Год	33	37	38	39	41	42
Юг восточного мелководья						
Зима	32	35	37	38	40	42
Весна	29	33	34	36	37	39
Лето	25	29	31	33	35	37
Осень	30	34	35	37	39	40
Год	33	36	38	39	40	42
Карагинский залив						
Зима	30	34	36	38	40	42
Весна	20	24	25	27	29	30
Лето	18	21	22	24	25	27
Осень	24	28	30	32	34	36
Год	28	33	35	37	40	42
Корфа, залив						
Зима	28	33	35	36	39	41
Весна	21	24	25	27	29	30
Лето	16	19	21	22	23	24
Осень	23	28	29	31	33	35
Год	28	30	35	38	40	42
Олюторский залив						
Зима	28	32	34	35	38	39
Весна	20	23	24	26	28	29
Лето	18	21	23	24	26	28
Осень	23	28	30	31	34	35
Год	28	32	34	36	38	39

Сезон	Скорость ветра, возможная 1 раз в n лет					
	1	5	10	20	50	100
Корякское побережье						
Зима	30	34	35	37	39	41
Весна	21	24	26	27	28	29
Лето	21	24	26	27	29	31
Осень	25	29	30	32	34	35
Год	30	34	35	37	39	41
Анадырский залив						
Зима	29	33	35	36	38	40
Весна	27	31	33	35	37	39
Лето	19	22	24	25	27	28
Осень	27	31	33	34	36	37
Год	30	34	35	37	39	41
Бассейн Чирикова						
Лето	22	27	28	30	32	34
Осень	25	29	31	32	35	37
Год	28	32	34	36	38	39
Бристольский залив						
Зима	32	36	38	39	42	43
Весна	22	25	26	28	29	30
Лето	22	25	26	28	29	30
Осень	29	33	34	36	38	39
Год	32	36	38	40	42	43
Камчатский тихоокеанский район						
Зима	34	38	40	41	43	45
Весна	27	32	33	35	37	39
Лето	21	25	26	28	29	31
Осень	30	35	37	39	41	43
Год	35	39	41	43	46	47
Авачинский залив						
Зима	32	37	40	41	44	46
Весна	25	29	31	33	35	36
Лето	21	25	27	29	31	32
Осень	28	33	35	37	40	42
Год	33	38	40	42	44	46
Кроноцкий залив						
Зима	32	37	39	41	43	45
Весна	25	30	32	33	35	37
Лето	21	25	27	28	30	32
Осень	25	29	31	33	35	37
Год	33	37	39	41	44	45
Камчатский залив						
Зима	29	33	35	36	39	40
Весна	22	26	27	29	30	32
Лето	20	23	24	25	27	28
Осень	26	30	32	34	36	37
Год	30	34	35	37	39	40
Восточно-алеутский район Тихого океана						
Зима	33	38	39	41	43	45
Весна	29	32	34	35	37	38
Лето	25	29	31	33	35	36
Осень	32	36	38	39	41	43
Год	35	39	40	42	44	45

Как показывают приводимые данные, наибольшие значения расчетных скоростей ветра наиболее вероятны на юге Берингова моря, где ежегодно могут отмечаться ураганные (более 30 м/с) ветры. Раз в 100 лет скорости могут достигать 44—45 м/с. Однако и это не предел. В прилегающих к Камчатке районах Тихого океана, где зимние циклоны чаще всего достигают своего максимального развития, получены расчетные скорости, равные 47—50 м/с. Для сравнения можно указать, что на севере моря скорости такой обеспеченности (1 раз в 100 лет) не превышают 39—42 м/с.

Увеличение расчетных скоростей ветра с севера на юг (от 40—42 до 44—45 м/с) характерно для всего западного побережья Берингова моря; некоторое уменьшение отмечается лишь на станциях Карагинского залива. Причем самое непосредственное влияние на характер распределения максимальных скоростей на берегу оказывает рельеф местности и защищенность пунктов наблюдений.

Можно полагать, что отмеченные закономерности изменения расчетных скоростей с севера на юг присущи и восточному побережью, но, видимо, не в такой степени из-за сглаженности берегового рельефа и его меньшей расчлененности.

Годовой ход расчетных скоростей выражен довольно четко. Так как большие скорости ветра связаны в основном с циклонической деятельностью, повторяемость которой резко уменьшается к лету, то и расчетные скорости имеют наибольшие значения в зимние месяцы и наименьшие — в летние.

Расчетные скорости ветра вычислялись по четырехсрочным судовым наблюдениям, а как показали исследования [20], они на 10—15 % ниже скоростей, определяемых из ежечасных данных, т. е. оценки максимальных скоростей чувствительны к частоте наблюдений. И, как уже отмечалось, эти оценки зависят не только от особенностей методики аппроксимации, но и от длины ряда наблюдений. Поэтому приводимые данные отличаются как от рассчитанных другими авторами, так и от наблюденных и, следовательно, нуждаются в обосновании.

Ниже (табл. 11.6) приведены повторяемости наблюденных максимальных скоростей ветра на попутных судах за 1966—1988 гг. в прилегающем к Камчатке районе Тихого океана [25].

Таблица 11.6

Повторяемость различных скоростей ветра на юго-востоке Камчатки за 1966—1988 гг.

Скорость ветра, м/с	30	33	35	40	42
Число случаев	23	12	7	5	1

Оценки скоростей ветра, возможных 1 раз в год и 20 лет, по нашим расчетам, составляют в этом районе 35 и 43 м/с соответственно. Как видим, расчетные и наблюденные значения близки между собой, хотя необходимо учитывать, что судовые наблюдения не могут быть достаточно надежным критерием.

При отсутствии регулярных наблюдений в море для оценки расчетных скоростей ветра можно привлечь данные береговых станций с высоким классом открытости или расположенных на мысах и островах. К таким „ветренным" станциям относятся Никольское (о. Беринга) и Мыс Африка. Скорости ветра, возможные 1 раз в 50 лет, которые были рассчитаны по флюгерным наблюдениям за 1936—1980 гг. и пересчитаны к анемометру по графику [24], равны соответственно 42 и 44 м/с. Это близко к нашим расчетам.

В справочнике Регистра [5] для Берингова моря приведена скорость ветра такой повторяемости, равная 48 м/с. Однако при обработке данных не учитывалось, что в судовых попутных наблюдениях чрезвычайно велика доля наблюдений за порывами и шквалами.

Рассчитанные по стандартным наблюдениям на нескольких станциях Камчатки коэффициенты порывистости оказались равными 1,13—1,15, что близко к результатам, полученным для Каспийского моря [9]. Тогда приведение этой скорости к анемометрической дает 42 м/с, что согласуется со всеми значениями.

Попытаемся оценить полученные экстремумы скорости ветра по материалам однородных наблюдений за максимальными за сутки порывами ветра на самой „ветренной" станции Камчатки — Мыс Озерной, расположенной на крайнем юго-западе, наблюдения на которой наиболее продолжительны (с 1977 г.). За весь период наблюдений максимум достиг всего 51 м/с, т. е. его повторяемость равна 1 раз в 10—20 лет. Анализ материалов нескольких станций показывает, что абсолютный порыв более чем на 25 % превышает среднюю скорость ветра. Таким образом, скорость, возможная 1 раз в 10—20 лет, не превышает 40 м/с, а 1 раз в 50 лет — 44 м/с. А это ближе к нашим данным, нежели к [5].

Следовательно, приводимые в настоящей работе расчетные скорости более близки к измеренным, чем те, что приведены в других изданиях.

Типовые синоптические процессы, обусловливающие штормовые ветры ($V \geq 15$ м/с)

Наиболее существенное влияние при работе в море оказывает ветер и связанные с ним волны, особенно когда ветер достигает опасных и стихийных значений. Поэтому выявление атмосферных процессов, обусловливающих возникновение штормовых ветров, представляет особый интерес.

Анализ материала показал, что ветры со скоростями $\geq$ 15 м/с обусловлены главным образом определенными синоптическими процессами. Выявлено 11 типов синоптических процессов для холодного и теплого полугодий для акватории Берингова моря. Каждый тип характеризуется конкретным расположением циклонов и степенью их взаимодействия с антициклоническими системами [31].

Выбор двух периодов, а не четырех сезонов вызван тем, что для северной части Тихого океана и Берингова моря с ноября по март условия погоды в основном определяются циркуляционными процессами зимнего, а с мая по сентябрь — летнего типа [4, 30].

Характерной особенностью для Берингова моря является ярко выраженный годовой ход повторяемости сильных ветров, что связано с сезонной изменчивостью циркуляционных процессов в этом районе (табл. 11.7).

Карты, представленные на рис. 11.10, отражают основные, наиболее важные черты, присущие данным процессам. В связи с этим конкретные барические поля могут несколько отличаться от типовых.

Таблица 11.7

Повторяемость (%) типов атмосферных процессов, обусловливающих сильные ветры ($V \geq 15$ м/с)

Тип	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Холодный период (X—IV)	Теплый период (V—IX)	Всего
I	1,99	1,99	1,87	1,16	0,58	0,50	0,29	0,33	0,58	0,96	1,45	1,50	10,92	2,28	13,20
II	2,32	2,24	2,08	1,04	0,50	0,17	0,33	0,46	0,58	0,62	1,45	1,99	11,74	2,04	13,78
III	1,87	2,07	2,08	1,00	1,04	0,25	0,12	0,25	0,54	0,91	1,33	1,66	10,92	2,20	13,12
IV	1,66	1,04	1,49	0,58	0,58	0,25	0,29	0,50	0,58	1,16	1,62	1,29	8,84	2,20	11,04
V	1,99	1,33	1,45	1,20	0,58	0,42	0,54	0,42	0,58	1,24	1,99	1,54	10,74	2,54	13,28
VI	1,45	1,70	1,49	1,12	0,67	0,42	0,50	0,54	0,75	0,91	1,49	1,54	9,70	2,88	12,58
VII	1,08	0,62	0,87	0,50	0,25	0,17	0,25	0,50	0,50	0,83	1,16	0,95	6,01	1,67	7,68
VIII	0,12	0,12	0,04	0,08	0,08	—	0,04	0,04	0,18	0,12	0,34	0,21	1,03	0,34	1,37
IX	0,37	0,08	0,04	0,22	0,17	0,25	0,17	0,04	0,25	0,87	0,37	0,04	1,49	0,88	2,37
X	0,66	0,25	0,29	0,08	—	—	0,12	0,46	0,29	0,79	1,04	0,46	3,57	0,87	4,44
XI	1,00	1,08	0,50	0,91	0,42	0,04	—	0,08	0,21	1,12	0,83	0,96	6,39	0,75	7,14

Тип I — циклон над северо-западом Тихого океана. Обширный глубокий циклон располагается над северо-западной частью Тихого океана. В 70 % случаев он смещается из районов Японии. Смещаясь к северо-востоку, этот циклон углубляется, замедляет скорость своего движения и достигает максимальной интенсивности вблизи 50° с. ш.

В холодный период характерным является наличие области высокого давления, ориентированной с запада на восток вдоль 65° с. ш., с антициклоном над востоком Якутии и Аляской. Гребень от последнего, как правило, распространяется к югу и достигает северо-востока Тихого океана.

В теплый период происходит смена барических полей над континентальными районами восточной Якутии и Аляской. С юга получает развитие обширный гребень тихоокеанского антициклона, который занимает более северное по сравнению с обычным положение. Часто в гребне, простирающемся далеко к северу, формируется мощное ядро. При этом типе штормовые ветры чаще всего наблюдаются в южных и западных районах, реже в центральных районах моря.

Ураганные ветры отмечаются только зимой и составляют около 14 % от всех случаев со скоростью ветра более 30 м/с. Ураганные ветры возникают в момент активизации синоптических процессов, т. е. при углублении циклонов и усилении якутского антициклона, когда в его отроге, ориентированном на Чукотку, образуется самостоятельный антициклон с давлением в центре 1030—1035 гПа.

При летних процессах штормовые ветры скоростью 25—30 м/с возможны лишь в южных районах, в тех случаях, когда происходит резкое усиление северотихоокеанского гребня.

Тип II — циклон над югом Берингова моря. Данный тип характеризуется выходом циклонов в основном с районов северо-запада Тихого океана на юг Берингова моря или север Тихого океана. В холодный период подобное перемещение циклонов в северо-восточном направлении возможно в случае ослабления антициклонической деятельности над Аляской, когда гребень аляскинского антициклона, направленный к югу беринговоморского бассейна, разрушается. В этот период над востоком Якутии доминирует мощный антициклон.

В теплый период барическое поле имеет свои ярко выраженные особенности: над Аляской располагается малоградиентное поле пониженного давления, а над районами Чукотки и северо-востока Камчатки формируется двухцентровая область повышенного давления.

Особенно сильные ветры (25—30 м/с) в теплый период наблюдаются при усилении антициклона с центром над северо-востоком Охотского моря.

Ураганные ветры наблюдаются в основном зимой, при перемещении глубоких циклонов на юг Берингова моря. Как правило, от якутского антициклона отделяется самостоятельное ядро, которое находится севернее Камчатки. Повторяемость типа II самая большая — около 14 % в среднем за год, из них около 12 % приходится на холодный период.

Тип III — циклон над северо-востоком Тихого океана. Штормовые ветры при этом типе обусловлены смещением глубоких циклонов на северо-восточную часть Тихого океана. Часть этих циклонов образуется на западе океана в районе Японского моря или юго-восточнее Японских островов и смещается на северо-восток без заметной тенденции к стационированию. Максимальной интенсивности они достигают около Камчатки. В осенний сезон и летом это могут быть тайфуны, регенерировавшие на полярном и арктическом фронте.

Другая часть циклонов возникает на востоке океана преимущественно у точки окклюзии на полярном или пассатном фронте. Затем они выходят в Аляскинский залив, углубляются и замедляют скорость своего движения.

В холодный период года над Чукоткой и Аляской располагается антициклон, а крайний север Берингова моря занят перемычкой высокого давления. При этой синоптической ситуации чукотский антициклон, гребень которого распространяется на юг вплоть до 50° с. ш., достигает максимального развития.

В теплый период над северо-востоком Тихого океана и Аляской формируется двухцентровая депрессия, а вдоль западного побережья Берингова моря располагается многоцентровая область высокого давления. Возможна также локализация циклона над восточной частью Алеутских островов, а над севером Берингова моря — развитие мощного гребня от антициклона, располагающегося над Чукотским морем. Такие синоптические ситуации обусловливают сильные ветры в южной и центральной частях Берингова моря.

Повторяемость синоптического положения типа III такая же, как и двух предыдущих — 13 %. При

этом типе ураганных ветров не наблюдается, однако штормовые ветры скоростью 25—30 м/с могут отмечаться на протяжении всего года.

Тип IV — циклон над западом Берингова моря. Штормовые и ураганные ветры при этом типе атмосферной циркуляции связаны с выходом циклона с северо-западной части Тихого океана к востоку Камчатки, где эти циклоны обычно стационируют.

В холодный период блокирующий эффект создает хорошо развитый антициклон, центр которого располагается над п-овом Сьюард. Его гребень ориентирован на юг и простирается до 52° с. ш. Область

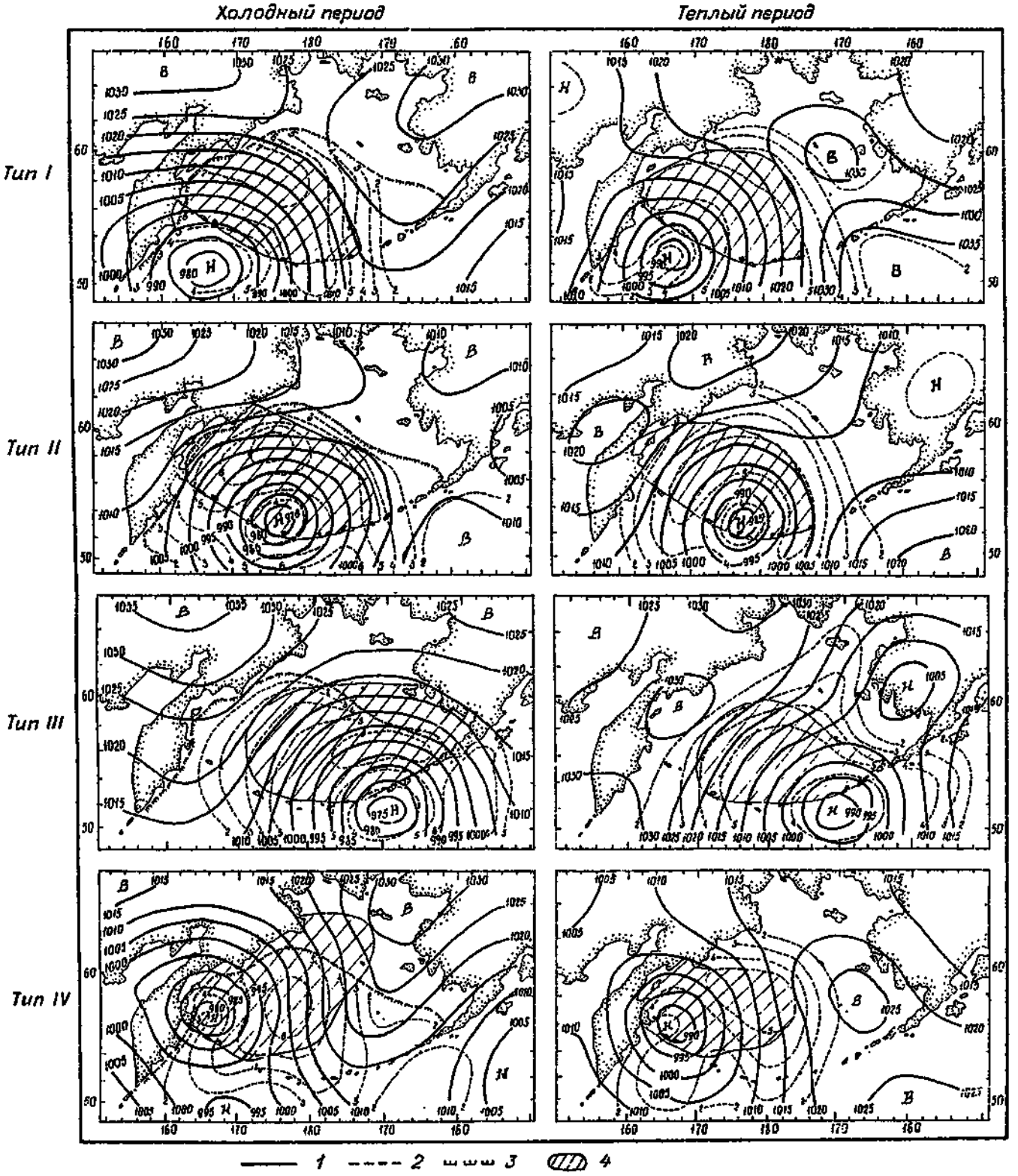


Рис. 11.10. Типы синоптических положений при штормовых ветрах и соответствующие им поля волнений.

1 — изолинии атмосферного давления, гПа; *2* — линия равных высот волн, м; *3* — средняя граница плавучих льдов в марте; *4* — зона возможного усиления ветра до 15 м/с и более.

повышенного давления над востоком Якутии выражена слабо.

В теплый период получает развитие отрог тихоокеанского максимума, направленный на север, северо-запад. Над континентальными районами Якутии и Аляски активизируется циклоническая деятельность.

Процессы этого типа встречаются несколько реже, чем вышеупомянутые типы — около 11 %. При этом типе чаще всего ветры скоростью > 15 м/с наблюдаются в северной части Берингова моря. На протяжении всего года в западном и северном районах моря могут возникать ветры скоростью 25—30 м/с.

Ураганные ветры отмечаются только зимой при увеличении барических градиентов.

Тип V— циклон над центральной частью Берингова моря. Характерным для данного типа является

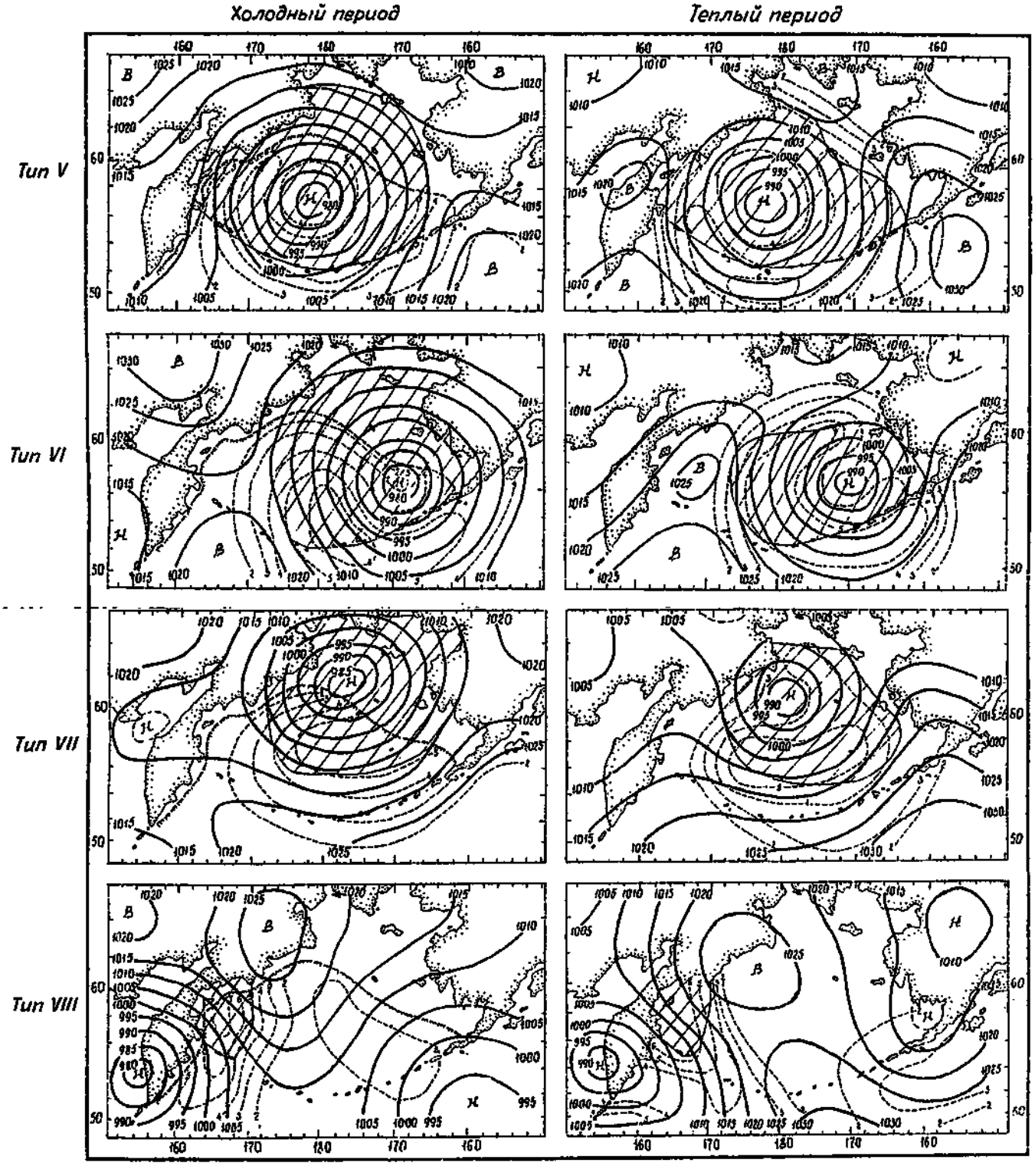


Рис. 11.10. Продолжение.

наличие обширной и глубокой депрессии над центром Берингова моря. Сильные ветры отмечаются по всему морю. Повторяемость этого типа максимальная и составляет 25 % от всех случаев штормовых ветров.

В холодный период над восточными районами Якутии и Аляской формируется область высокого давления. Слабо выраженный гребень от якутского антициклона направлен на Охотское море, а на крайнем юге Аляски ориентирован гребень с северо-востока Тихого океана. Структура барического поля и активизация циклонической деятельности над Японией способствуют выходу глубоких циклонов на центральную часть беринговоморского бассейна.

В теплый период тихоокеанский максимум смещается к северу. От него получает развитие отрог на Аляску, в котором возможно образование самостоятельного центра, создающего блокирующий эффект. Над Охотским морем и Камчаткой в это время наблюдается процесс летнего антициклогенеза. Повторяемость данного типа — около 13 %.

Зона штормовых ветров скоростью 25—30 м/с может охватывать в зимнее время всю акваторию, летом они наблюдаются только в южных районах моря при усилении тихоокеанского максимума. Ураганные ветры наблюдаются только зимой и чаще, чем при других синоптических ситуациях.

В теплый период тихоокеанский максимум смещен к северу. Над Аляской располагается мощный антициклон, отроги которого направлены на центральную и восточную часть океана и препятствуют смещению циклонов на север.

Тип VI — циклон над востоком Берингова моря. Этот тип формируется в результате движения циклона с севера Тихого океана на восточную часть моря, где они почти всегда становятся малоподвижными.

При этом типе на восточную часть Берингова моря смещается циклон с севера Тихого океана.

Отличительной особенностью барического поля в холодный период является наличие обширного гребня якутского антициклона и отрога тихоокеанского антициклона, которые ориентированы на за-

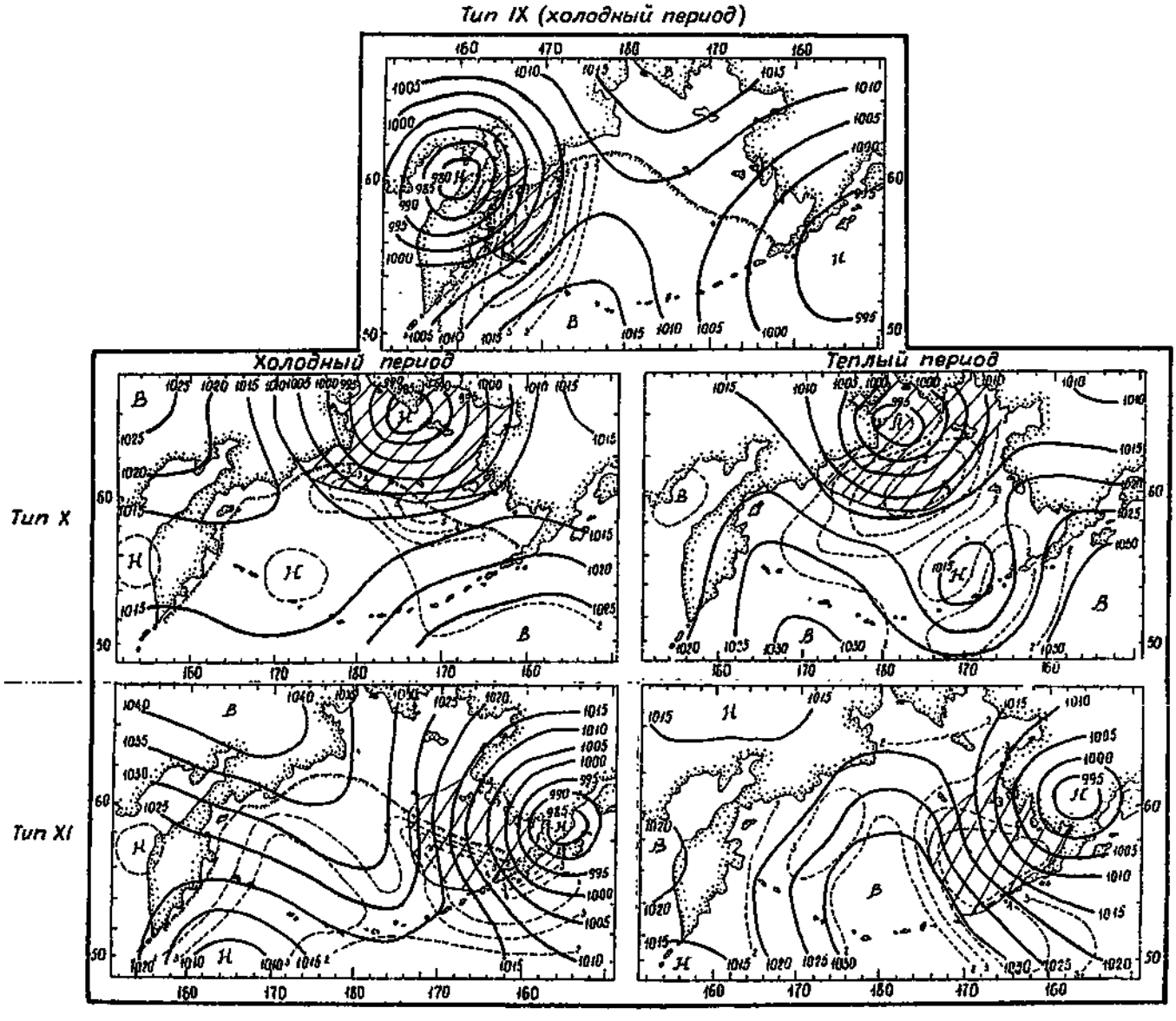


Рис. 11.10. Окончание.

падную часть Берингова моря. Над югом Охотского моря развивается циклоническая деятельность.

Для теплого полугодия характерно усиление только гребня антициклона, расположенного над северо-западом Тихого океана. К северу от Командорских островов довольно часто образуется ядро высокого давления. В то же время над районами Якутии, верховьем р. Колымы и Аляской формируется поле пониженного давления. Повторяемость типа VI составляет около 13 %.

В холодное полугодие штормовые ветры скоростью 25—30 м/с наблюдаются по всей акватории Берингова моря. Летом ветры с такими скоростями наблюдаются только в центральных районах Берингова моря.

Ураганные ветры были зарегистрированы в тылу глубоких циклонов, которые медленно двигаясь на северо-восток, становятся малоподвижными в Бристольском заливе. При этом увеличение барических градиентов способствует усилению тихоокеанского гребня, направленного на Командорские острова.

Тип VII — циклон над севером Берингова моря. Данный тип обусловлен смещением циклонов на северную часть беринговоморского бассейна. В холодный период ложбины от этих циклонов проходят через Камчатку на север Охотского моря. Область высокого давления с центром над северо-востоком Тихого океана вытянута в широтном направлении.

В теплый период континентальные районы Якутии и Аляски находятся под влиянием слабовыраженной циклонической деятельности, а ложбина от основного циклона, расположенного над севером моря, направлена к северо-западу, где иногда возможно образование частного циклона. Весь север Тихого океана охватывает область высокого давления. Хорошо развитый гребень распространяется на Аляску и достигает 62—63° с. ш., второй, менее выраженный — ориентирован на Камчатку.

Повторяемость этого типа составляет 8 % и приходится в основном на холодный период.

Чаще всего штормовые ветры наблюдаются в центральном и северо-восточном районах моря.

Штормовые ветры (25—30 %) наблюдаются в холодное время года, ураганные ветры отмечаются над северо-западными акваториями моря.

Тип VIII — циклон у юго-запада Камчатки. Подобная ситуация определяется выходом циклонов к юго-западному побережью Камчатки. При этом типе штормовые ветры отмечаются только в западном районе Берингова моря. В холодный период штормовые ветры обусловлены ситуацией, когда от якутского антициклона происходит отделение чукотского ядра, которое локализуется над севером Камчатки южнее своего обычного положения, а его хорошо развитый гребень направлен к югу.

В теплое полугодие картина иная — обширный гребень тихоокеанского антициклона простирается далеко на северо-запад, и часто над севером Берингова моря образуется самостоятельный центр высокого давления. В это же время над Аляской располагается циклон с ложбиной, ориентированной на Бристольский залив.

Повторяемость этого типа очень мала — около 1 %. При этом типе ураганные ветры не наблюдаются.

Тип IX — циклон у северо-запада Камчатки. Для этого типа как в холодный, так и в теплый периоды характерно наличие довольно мощного гребня тихоокеанского антициклона, который ориентирован на север. Одновременно с арктического бассейна получает распространение гребень к югу. Иногда происходит их объединение. При этом над зал. Аляска обычно находится область низкого давления. Штормовые ветры обусловлены смещением циклонов на Пенжинский залив или северо-запад Камчатки.

Повторяемость этого типа небольшая, около 2 %. Ветры преобладают юго-западные, южные и ураганной силы никогда не достигают.

Основная часть циклонов приходит с юго-запада, юга Охотского моря, летом наиболее часты западные циклоны.

Тип X — циклон у Чукотского полуострова. Штормовые ветры при этом типе синоптических процессов обусловлены выходом циклонов в район Анадырского залива и на Чукотку.

В холодный период ложбина от основного циклона проходит через юго-запад беринговоморского бассейна на юг Камчатки и далее на Охотское море. В этой ложбине обычно располагается ряд частных циклонов. Над Якутском располагается антициклон, гребень которого направлен на северную половину Камчатки. Антициклон располагается также над северо-востоком Тихого океана.

Летом ложбина от основного циклона распространяется к юго-востоку и над центральными или восточными районами Алеутских островов образуется частный циклон. Север Тихого океана занят обширной областью высокого давления, гребни которого ориентированы на Камчатку и на юг Аляски.

Штормовые ветры при этом типе наблюдаются в северной части моря. Наибольшие скорости ветра (25—30 м/с) зарегистрированы только в холодное время при наличии глубоких циклонов. Летом скорость ветра не превышает 20 м/с. Повторяемость данного типа составляет 4,5 %.

Тип XI — циклон над Аляской. Штормовые ветры связаны с выходом циклонов на юг Аляски.

Отличительной чертой барического поля в холодный период является развитие мощного гребня якутского антициклона, который достигает Алеутских островов.

В теплый период на центральную часть Берингова моря ориентирован обширный гребень с юга. В Охотском море нередко формируется самостоятельное ядро. Над бассейном р. Колымы и Чукоткой преобладает циклоническая деятельность. Данный процесс обусловливает северные и северо-западные штормовые ветры скоростью 15 м/с и более в восточной части Берингова моря.

Ураганные ветры наблюдаются, как правило, при значительном увеличении барических градиентов в тылу циклона.

Повторяемость этого типа равна 7 %.

11.3. Температура воздуха

Среди большого числа параметров, характеризующих физическое состояние климатической системы, в качестве индикатора текущего климата и его изменений в первую очередь используется температура воздуха у поверхности земли и океана — характеристика, наиболее важная и значимая для практической деятельности человека.

Формирование поля температуры воздуха над океаном зависит в равной степени как от локальных условий (радиационный режим, температура воды), так и от адвективных (перенос тепла морскими течениями и ветром). Радиационный баланс имеет суточный и сезонный ход и, кроме того, он зависит от широты места. В переносе тепла морскими течениями существенное значение имеет их скорость, тогда как в переносе тепла ветром важно знать не только скорость, но и преобладающее направление.

С другой стороны, температура воздуха над океаном и температура поверхностного слоя воды взаимосвязаны и определяют друг друга. Вследствие большой теплоемкости и турбулентного обмена теплом вода оказывает определяющее влияние на температуру воздуха. Это видно, например, из того, что суточные и сезонные изменения температуры воздуха над океаном менее резко выражены, чем над сушей, т. е. происходит как бы приспособление поля температуры воздуха к полю температуры воды.

Анализ данных температуры воздуха над акваторией Берингова моря показал, что пространственное распределение как средней годовой температуры воздуха, так и средних месячных ее значений неоднородно. Наиболее высокие значения средней годовой температуры воздуха отмечаются в южной половине моря и, главным образом, в его восточной части, где они достигают 4—5 °С (табл. 11.8). К северу от указанных районов моря происходит понижение температуры, интенсивность которого возрастает по мере приближения к северным берегам. В северной половине моря, выше 60° с. ш., средняя годовая температура воздуха отрицательна. Наиболее низкие температуры отмечаются в северо-восточных районах моря (−6 ... −8 °С).

Резко выраженная направленность изотермы с юго-запада на северо-восток над большей частью моря указывает на более южное проникновение холодных масс воздуха вдоль западного побережья по сравнению с восточным. Поэтому в южных и центральных районах моря средняя годовая температура воздуха на западном побережье — о. Беринга (2,1 °С), м. Африка (0,6 °С), м. Озерной (−1,0 °С) — ниже, чем на восточном — Датч-Харбор (4,0 °С), о. Св. Павла (1,6 °С), Диллингем (1,2 °С). Годовая амплитуда средних месячных температур воздуха максимальна в северных районах моря (25—28 °С), на юге моря она не превышает 13—14 °С.

Суточный ход температуры воздуха, обусловленный изменением напряженности прямой и рассеянной солнечной радиации, выражен в районе Берингова моря очень слабо и не превышает в среднем 2 °С. В то же время адвективные изменения температуры достигают за сутки 10—15 °С [10].

В годовом ходе средних месячных температур воздуха выделяются периоды, в которые характер изменения температуры от месяца к месяцу и пространственное распределение ее по акватории моря заметно отличаются.

Период с сентября по февраль характеризуется понижением температуры воздуха от месяца к месяцу. Представленное на рис. 11.11 распределение средних месячных значений температуры воздуха за январь репрезентативно для всего вышеуказанного периода (сентябрь—февраль). Для этого периода характерны наиболее высокие температуры в юго-восточной части моря, а наиболее низкие — в северо-западной. Сравнительно небольшое изменение температуры отмечается в центральной части моря.

Интенсивность изменения температуры воздуха в различные месяцы этого периода бывает далеко не

Таблица 11.8

Средняя месячная и средняя годовая температура воздуха, °С

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Амплитуда
Восточное побережье [18]														
Датч-Харбор	−0,3	−0,1	1,0	2,0	5,0	8,0	11,0	11,0	9,0	5,0	2,0	0,3	4,0	11,3
Атка	0,7	0,7	0,6	2,0	5,0	8,0	10,0	11,0	8,0	6,0	2,0	0,7	5,0	10,4
Атту	−0,6	−2,0	0,1	1,0	4,0	6,0	9,9	10,0	8,0	5,0	2,0	−0,3	3,7	12,0
о. Св. Павла	−3,5	−4,5	−3,6	−1,9	1,7	5,3	7,7	8,2	7,0	4,0	0,4	−1,9	1,6	12,7
Диллингем	−9,7	−9,9	−3,6	−2,0	4,9	11,9	13,1	12,3	9,4	2,6	−4,2	−9,8	1,2	22,1
Бетел	−16,2	−12,5	−10,6	−4,2	5,5	11,1	12,5	11,6	7,2	0,0	−8,1	−13,8	−1,9	28,7
Акулурак	−18,0	−15,0	−11,0	−8,0	1,0	9,0	11,0	10,0	6,0	−0,7	−10,0	−14,0	−3,0	30,0
Св. Михаил	−16,3	−15,7	−11,5	−6,4	0,9	8,2	12,7	12,3	7,1	−1,6	−10,5	−16,4	−3,1	29,1
Ном	−15,7	−14,8	−13,2	−7,0	1,0	7,5	10,0	9,7	5,4	−1,5	−9,0	−13,7	−3,7	25,7
Гамбелл	−16,0	−15,7	−13,0	−6,6	0,2	3,0	7,6	8,0	4,9	−0,8	−6,1	−12,1	−3,8	24,0
м. Чаплина	−17,6	−17,5	−17,3	−11,2	−3,7	1,2	4,3	4,5	2,8	−1,3	−7,6	−14,5	−6,5	22,1
бух. Провидения	−15,9	−15,6	−15,2	−9,0	−1,7	3,9	7,6	7,4	4,1	−1,3	−8,6	−14,0	−4,9	23,5
Уэлен	−21,7	−21,5	−21,9	−13,7	−6,7	1,6	5,4	5,0	2,7	−1,9	−10,1	−18,1	−8,2	27,3
Западное побережье [36]														
Апука	−11,5	−13,0	−12,0	−5,1	0,7	6,1	10,0	10,6	6,6	−1,2	−7,9	−10,5	−2,3	23,6
Топата-Олюторская	−8,9	−10,8	−9,0	−5,4	0,3	5,4	10,6	10,6	7,2	−0,4	−5,2	−9,7	−1,3	21,4
Корф	−13,6	−16,1	−12,7	−6,5	0,5	7,4	12,1	12,0	7,4	−2,0	−9,5	−14,0	−2,9	28,2
Оссора	−14,3	−14,9	−12,4	−6,1	0,6	7,0	11,8	12,1	7,6	−0,2	−7,3	−12,6	−2,4	27,0
о. Карагинский	−11,0	−12,3	−10,2	−4,5	1,0	6,8	11,6	12,3	8,6	2,0	−4,0	−8,2	−0,7	24,6
Мыс Озерной	−10,6	−11,5	−10,0	−4,2	0,8	5,5	10,9	11,6	7,5	1,6	−4,4	−9,3	−1,0	23,1
Мыс Африка	−7,3	−8,1	−6,4	−2,6	1,0	4,9	9,0	10,9	9,0	3,8	−1,6	−5,4	0,6	19,0
Никольское (о. Беринга)	−3,7	−4,0	−3,1	−0,8	2,0	5,1	8,6	10,5	8,8	4,5	0,1	−2,6	2,1	14,5
Преображенское (о. Медный)	−2,3	−2,4	−2,0	−0,2	2,2	5,1	8,7	10,6	8,9	5,0	0,9	−1,3	2,8	13,0

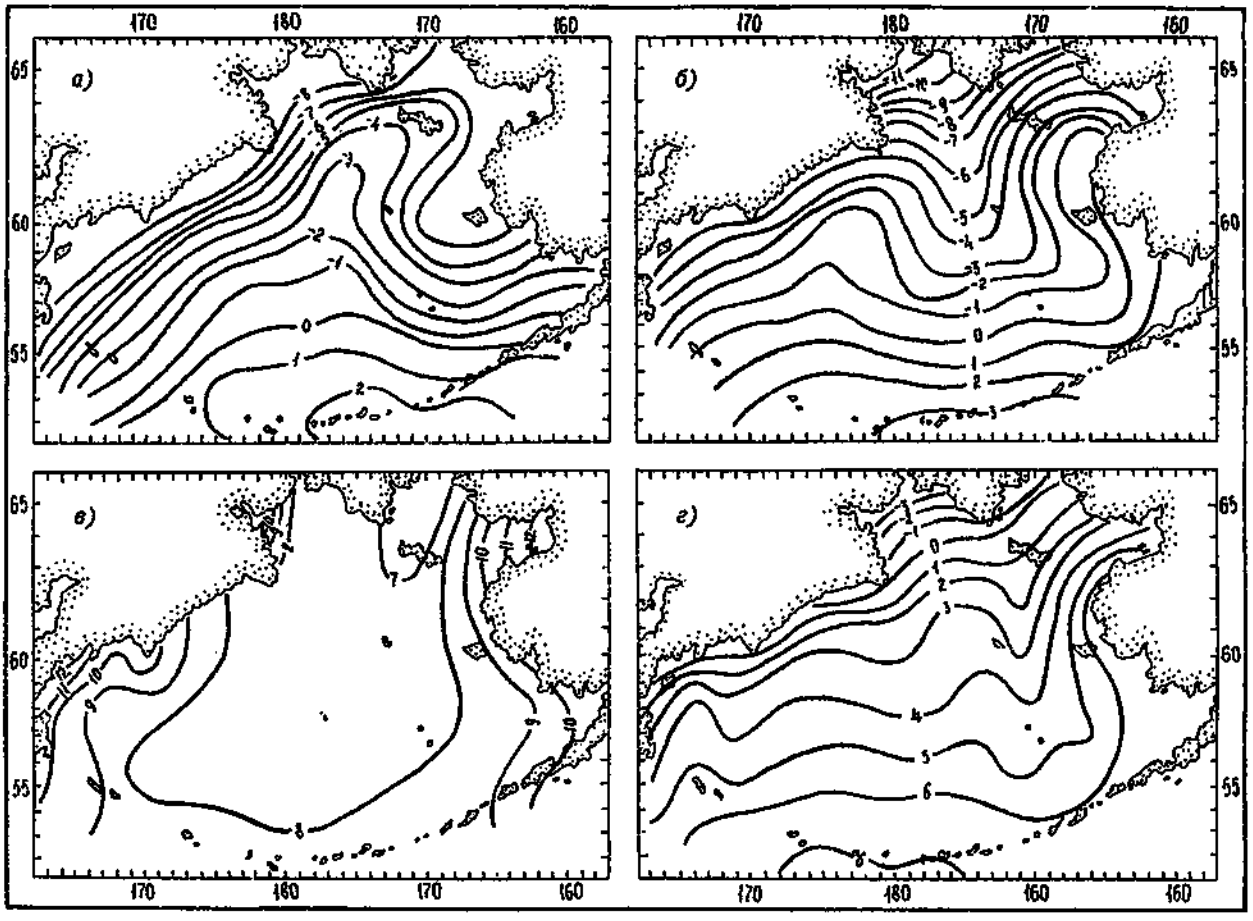


Рис. 11.11. Средняя месячная температура воздуха (°С) в январе (*а*), апреле (*б*), июле (*в*) и октябре (*г*).

одинаковой. Начавшееся в сентябре над всеми районами моря понижение температуры происходит еще очень медленно, поскольку распределение давления в этот период обусловливает воздушные течения, направленные с суши на море. Так как суша в этот период еще достаточно прогрета, то море в основном не испытывает охлаждающего влияния суши. В последующие месяцы господствующий в тропосфере западно-восточный перенос обусловливает сильное влияние сибирского антициклона. Повторяемость северных ветров, приносящих холодный воздух с Арктики, увеличивается до 80—85 %. Одновременно с возрастанием повторяемости северных процессов происходит интенсивное понижение температуры воздуха над всем морем и особенно сильно над его северной частью за счет уменьшения радиационного прогрева. В северной части моря зона отрицательных средних месячных температур создается уже в октябре, но практически почти над всей акваторией моря температура воздуха остается положительной. Наиболее интенсивное понижение температуры (на 8—10 °С) наблюдается в северной части моря с октября по ноябрь. В ноябре уже над всей акваторией моря температура воздуха становится отрицательной, за исключением района Алеутских островов. В юго-восточной части моря наиболее интенсивное понижение температуры также наблюдается от октября к ноябрю, но температура не опускается ниже 0 °С.

Самым холодным месяцем в северо-восточной части моря является январь, в северо-западной — февраль. На юго-востоке также самым холодным месяцем является февраль. Так как январские и февральские средние месячные температуры очень мало отличаются друг от друга, то можно считать, что для всего моря январь и февраль являются самыми холодными месяцами в году.

Пространственное распределение средних месячных температур воздуха в зимний период неодинаковое. Наиболее низкие температуры наблюдаются в северной части моря. Антициклоническая циркуляция, способствующая радиационному выхолаживанию, слабый прогрев из-за низкой высоты солнца — вот главные факторы, обусловливающие низкие температуры воздуха в этом районе. Сюда еще можно добавить частые холодные вторжения с Арктики. Наиболее низкие температуры наблюдаются на чукотском побережье (ст. Уэлен, −21,7 °С), на аляскинском побережье средняя температура января как самого холодного месяца в этой части Берингова моря несколько выше — (−16 ... −18 °С) на станциях Ном и Акулурак (см. табл. 11.8). В открытой части моря средние температуры января—февраля в северной части моря гораздо выше (см. рис. 11.11).

Что касается южной и особенно юго-восточной части моря, то здесь фон средних январских температур значительно выше и составляет 0—2 °С, так как прохождение циклонов вдоль Алеутских островов сопровождается выносом теплого морского воздуха на юго-восточную часть Берингова моря с ветрами южных румбов.

Оттепели, которые наблюдаются в холодное время года и чаще всего над юго-восточной частью

Берингова моря, носят адвективный характер и связаны, как уже говорилось, с выносом теплого морского умеренного воздуха с Тихого океана в теплом секторе южных циклонов. Иногда при установившихся южных потоках на юг Берингова моря выносится трансформированный морской тропический воздух. В таких случаях температура воздуха в этих районах может повыситься зимой до 13—16 °С (табл. 11.9). В северной части моря максимальные температуры зимой могут достигать 6—7 °С (станции Св. Михаил и Ном). Северная часть моря особенно подвержена холодным вторжениям непосредственно с Северного Ледовитого океана, под влиянием которых минимальные температуры могут опускаться до −40 ... −45 °С (табл. 11.10), в то время как в южных районах моря, находящихся под влиянием Тихого океана, минимальные температуры не опускаются ниже −15 ... −20 °С (рис. 11.12).

Таблица 11.9

Абсолютный максимум температуры воздуха, °С

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Восточное побережье [18]													
Датч-Харбор	13	16	14	15	19	23	27	26	26	18	14	13	27
Атка	7	8	8	10	18	22	24	22	19	14	14	7	24
Атту	7	4	7	12	14	18	19	21	19	14	11	6	21
о. Св. Павла	9	7	7	9	13	17	18	21	13	13	9	8	21
Бетел	4	6	6	11	23	26	26	26	21	11	7	6	26
Диллингем	8	8	16	12	21	32	30	26	23	18	11	9	32
Акулурак	0,6	2	3	8	14	24	24	24	15	11	8	3	24
Св. Михаил	7	5	7	10	14	24	25	24	18	16	10	9	25
Ном	4	7	7	16	20	27	26	27	19	14	10	4	27
Гамбелл	0,5	0,5	1	2	10	13	14	13	10	8	3	0,5	14
м. Чаплина	1	3	4	2	4	11	16	14	12	6	5	2	16
бух. Провидения	4	4	5	6	10	19	21	18	15	8	6	3	21
Уэлен	4	2	2	4	6	16	18	16	12	8	5	1	18
Западное побережье [36]													
Апука	3	5	6	10	15	20	28	28	20	14	11	7	28
Топата-Олюторская	6	5	7	11	18	29	30	26	22	14	12	6	30
Корф	7	7	7	10	17	29	29	24	21	11	10	7	29
Оссора	2	4	6	10	19	30	31	27	23	13	10	3	31
о. Карагинский	4	3	6	10	17	25	29	25	21	13	11	6	2
Мыс Озерной	6	5	7	13	18	28	31	27	23	18	12	4	31
Мыс Африка	4	5	7	11	18	25	27	22	23	14	13	4	27
Никольское (о. Беринга)	8	5	5	7	14	22	20	23	17	13	9	7	23
Преображенское (о. Медный)	9	8	7	12	16	23	24	24	18	14	10	11	24

Таблица 11.10

Абсолютный минимум температуры воздуха, °С

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Восточное побережье [18]													
Датч-Харбор	−15	−14	−15	−9	−7	−1	2	−2	−2	−4	−10	−11	−15
Атка	−9	−12	−9	−6	−4	−2	2	−1	−2	−7	−8	−11	−12
Атту	−11	−11	−8	−8	−3	0	—	2	0,6	−3	−7	−11	−11
о. Св. Павла	−32	−29	−25	−18	−10	−3	−2	−2	−1	−6	−13	−22	−32
Бетел	−41	−34	−28	−26	−18	−8	−3	−3	−12	−16	−26	−48	−48
Диллингем	−47	−36	−36	−29	−21	1	3	1	−4	−14	−31	−42	−47
Акулурак	−46	−44	−41	−30	−22	−4	3	2	−8	−19	−32	−37	−46
Св. Михаил	−44	−48	−39	−33	−19	−6	0,6	0	−8	−24	−32	−42	−48
Ном	−44	−41	−39	−34	−24	−7	−2	−5	−9	−19	−32	−42	−44
Гамбелл	−31	−31	−32	−24	−17	−4	1	0,5	−3	−12	−21	−29	−32
м. Чаплина	−42	−40	−39	−36	−28	−7	−1	−4	−9	−24	−30	−36	−42
бух. Провидения	−41	−38	−38	−37	−25	−7	−1	−1	−6	−20	−29	−33	−41
Уэлен	−45	−44	−42	−38	−28	−8	−2	−3	−7	−25	−38	−40	−45
Западное побережье [36]													
Апука	−42	−42	−35	−29	−18	−4	−1	−3	−10	−22	−32	−38	−42
Топата-Олюторская	−36	−39	−30	−28	−16	−4	0	−3	−5	−16	−25	−34	−39
Корф	−42	−44	−38	−30	−18	−3	3	0	−5	−19	−31	−38	−44
Оссора	−45	−48	−39	−31	−19	−5	0	−2	−6	−17	−30	−41	−48
о. Карагинский	−34	−38	−32	−28	−16	−3	1	2	−6	−12	−26	−30	−38
Мыс Озерной	−40	−41	−35	−28	−16	−6	−1	−4	−5	−15	−26	−36	−41
Мыс Африка	−30	−33	−25	−20	−13	−3	0	1	−1	−8	−17	−24	−33
Никольское (о. Беринга)	−22	−24	−18	−14	−12	−2	0	0	−3	−8	−15	−20	−24
Преображенское (о. Медный)	−17	−18	−16	−14	−11	−1	−1	2	−3	−8	−13	−17	−18

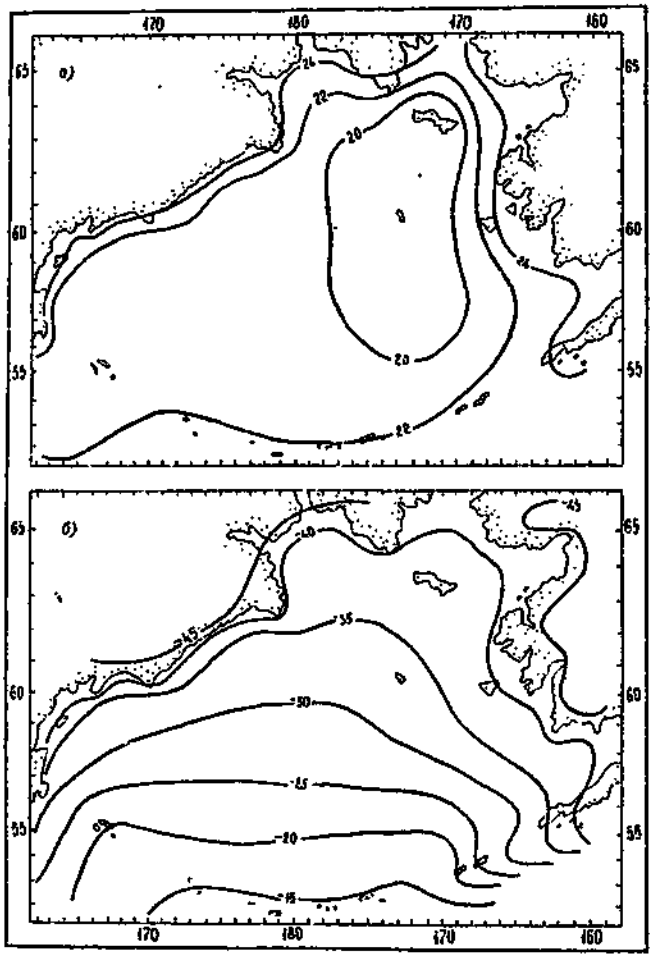


Рис. 11.12. Абсолютный максимум (*а*) и минимум (*б*) температуры воздуха (°С) над Беринговым морем.

В табл. 11.11 дана повторяемость периодов с непрерывной продолжительностью температуры воздуха ниже заданных пределов для станций западного побережья Берингова моря, по которым можно оценить длительность воздействия низких температур. Как видно, продолжительность низких температур в основном не превышает 1 сут. Повторяемость экстремально низких температур продолжительностью более 1 сут не превышает 2 %.

Весной факторы зональной циркуляции оказывают большое влияние. Разность температур между сушей и морем в период март—апрель сохраняет тот же знак, что и зимой, поэтому ветровой режим также сохраняет свои черты. Разность в температурных условиях северной и южной частей, особенно юго-восточной, остается такой же большой, как и в зимние месяцы.

Март по температурным условиям близок к зимним месяцам. Фон средних мартовских температур очень незначительно отличается от фона средних февральских температур.

В апреле над всеми районами моря происходит повышение температуры воздуха при сохранении характера распределения ее значений, наблюдавшегося в предыдущие месяцы. Особенно интенсивно идет повышение температуры в северных районах моря и составляет 6—8 °С (станции Уэлен, Корф и т. д.), в южных районах моря это повышение не превышает 2—3 °С.

От апреля к маю наблюдается наиболее резкий скачок в ходе средних месячных температур в течение года. В северной части моря повышение температуры от апреля к маю происходит более интенсивно (на 7—10 °С), а на юге оно менее значительное (на 3—4 °С); в результате над морем устанавливается более однородное поле температур.

Таблица 11.11

Повторяемость (%) периодов с непрерывной продолжительностью температуры воздуха ниже заданных пределов

Предел температуры, °С	Число периодов	Продолжительность периода, ч						
		12	13—14	25—48	49—72	73—96	97—120	>120
Анадырь (1936—1975 гг.)								
-30	—	48,0	34,5	9,1	2,4	2,4	1,6	2,0
-40	—	73,5	22,1	2,2	—	2,2	—	—
Апука (1945—1965 гг.)								
-20	842	61,5	26,1	6,0	2,3	1,8	1,3	1,0
-30	74	86,4	9,4	1,4	1,4	1,4	—	—
о. Карагинский (1936—1965 гг.)								
-20	431	61,0	30,2	3,5	1,9	2,3	0,9	0,2
-30	10	80,0	20,0	—	—	—	—	—
Ука (1937—1965 гг.)								
-20	1240	51,8	35,9	5,0	2,7	2,3	1,0	1,4
-30	427	66,7	29,7	2,6	0,7	—	—	0,2
-40	19	78,9	21,0	—	—	—	—	—
Мыс Африка (1940—1965 гг.)								
-10	848	58,3	28,1	5,0	3,3	2,5	0,9	2,0
-20	45	84,4	13,3	2,2	—	—	—	—
Никольское (о. Беринга) (1936—1965 гг.)								
-10	381	77,3	18,9	2,9	0,5	0,3	—	—
-15	22	95,5	4,5	—	—	—	—	—

Начиная с мая устанавливается новый фон распределения средних месячных температур воздуха, характеризующийся выравниванием температур воздуха над берегом и над морем. В результате такого распределения над значительными районами моря температура становится ниже, чем на берегу и вблизи берегов.

В июне эти районы становятся еще более обширными и занимают почти всю центральную часть моря. На рис. 11.11 представлена карта средней месячной температуры воздуха за июль, которая очень хорошо иллюстрирует характер распределения над морем температуры воздуха с апреля по июнь. Летом ее пространственное распределение отличается большим однообразием: изменение температуры воздуха по акватории моря в 2—3 раза меньше, но всегда она увеличивается с севера на юг и с запада на восток.

В июле продолжается дальнейшее повышение температуры воздуха и довольно однородное распределение ее значений над акваторией моря. Указанный режим сохраняется и в августе. Однородность распределения средней месячной температуры воздуха над морем в этот период так велика, что над большей частью моря она бывает равна 8—10 °С.

Повышение температуры воздуха в летний период происходит довольно неравномерно. Наиболее сильно температура возрастает от июня к июлю, в августе рост значительно замедляется. Самым теплым месяцем в северной части моря является июль. Средняя температура здесь колеблется в открытом море от 8 до 10 °С. Средние июльские температуры на чукотском побережье колеблются от 5 до 8 °С (станции Уэден, бух. Провидения), на аляскинском — от 10 до 12 °С. Над остальными районами моря максимум температуры воздуха наблюдается в августе. В целом над морем июль и август являются самыми теплыми месяцами в году.

Максимальная температура летом может достигать на побережье моря 28—30 °С, а в открытой части моря не превышает 20—22 °С. Минимальная температура может опускаться летом до −2 ... −3 °С даже в теплой юго-восточной части моря, на северных акваториях она может понижаться до −8 ... −10 °С. Похолодание летом обусловлено в основном выносом морского воздуха с северных районов в тылу западных циклонов.

Из рассмотрения изменений температуры воздуха над морем в течение года видно, что в годовом ходе наблюдается некоторое запаздывание в наступлении максимальных и минимальных значений, в результате чего весна оказывается холоднее осени. Основной причиной запаздывания наступления максимальной и минимальной температуры воздуха, а также образования сдвига высоких температур на осень, является большая теплоемкость морской воды. За счет большой теплоемкости воды происходит сохранение зимнего температурного режима в течение большей части весны, а летнего — в течение большей части осени.

Время наступления устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С является важной характеристикой метеорологических условий, особенно для районов морских акваторий.

Самый ранний и устойчивый переход температуры воздуха через 0 °Свесной наступает в юго-восточной части Берингова моря в районе Алеутских островов — 1 февраля. В центральных районах моря переход через 0 °С наблюдается в течение апреля. Наиболее поздно температура воздуха устанавливается выше 0 °С в северной части моря — 20 мая. Таким образом, весной амплитуда дат перехода температуры воздуха через 0 °С (к устойчивым положительным температурам) в районе Берингова моря составляет почти 4 мес (1 февраля—20 мая). Переход через 5 °С в сторону увеличения температуры происходит быстрее, практически в течение месяца над всей акваторией моря (рис. 11.13).

Осенью устойчивые отрицательные температуры воздуха в северных широтах моря устанавливаются в начале ноября (1 ноября), в юго-восточной части моря, в районе Алеутских островов только после 20 января.

Переход температуры воздуха через 5 °С в сторону понижения температуры начинается в северных районах уже в сентябре, в центральных районах моря этот переход происходит в октябре, а в южных — в начале ноября. Период с отрицательными температурами ($t < 0$ °С) в северной части моря составляет где-то около 7 мес, а в южных районах — 2—3 мес.

Как уже говорилось, в условиях Берингова моря солнечная радиация (которая является одним из основных климатообразующих факторов) не оказывает определяющего влияния на формирование температурного режима — сказывается географическое положение моря в высоких широтах и значительная облачность. Большое значение здесь имеет адвекция воздушных масс различного происхождения. Анализ данных метеорологических наблюдений, полученных во время советско-американского эксперимента „Беринг" в 1973 г., показал, что температура воздуха в рассматриваемом районе в основном определяется направлением переноса воздушных масс, которое, в свою очередь, зависит от характера синоптических процессов. В табл. 11.12 [10] приведены средние значения температуры воздуха и их средние квадратические отклонения для каждого из выделенных типов процессов и за весь период эксперимента.

Таблица 11.12

Средние значения и средние квадратические отклонения температуры воздуха (°С) при различных направлениях переноса воздушных масс

Тип переноса	Число случаев	$\overline{T}$	σ_T
I	45	−1,3	0,3
II	40	−8,0	1,6
III	112	−13,0	1,5
Σ	197	−8,3	5,1
IIIа	72	−12,2	1,7
IIIб	40	−14,5	1,2

Примечание. I — вынос морского умеренного воздуха с юга в передней части южных циклонов, выходящих на западную или юго-западную части Берингова моря; II — перемещение в тыловой части циклонов воздушных масс, сформировавшихся над южными районами п-ова Аляска в результате трансформации морского умеренного воздуха; IIIа — перенос с северной части Аляски по периферии гребня высокого давления, направленного с севера на юг; IIIб — перенос с Чукотки по периферии отрога сибирского антициклона.

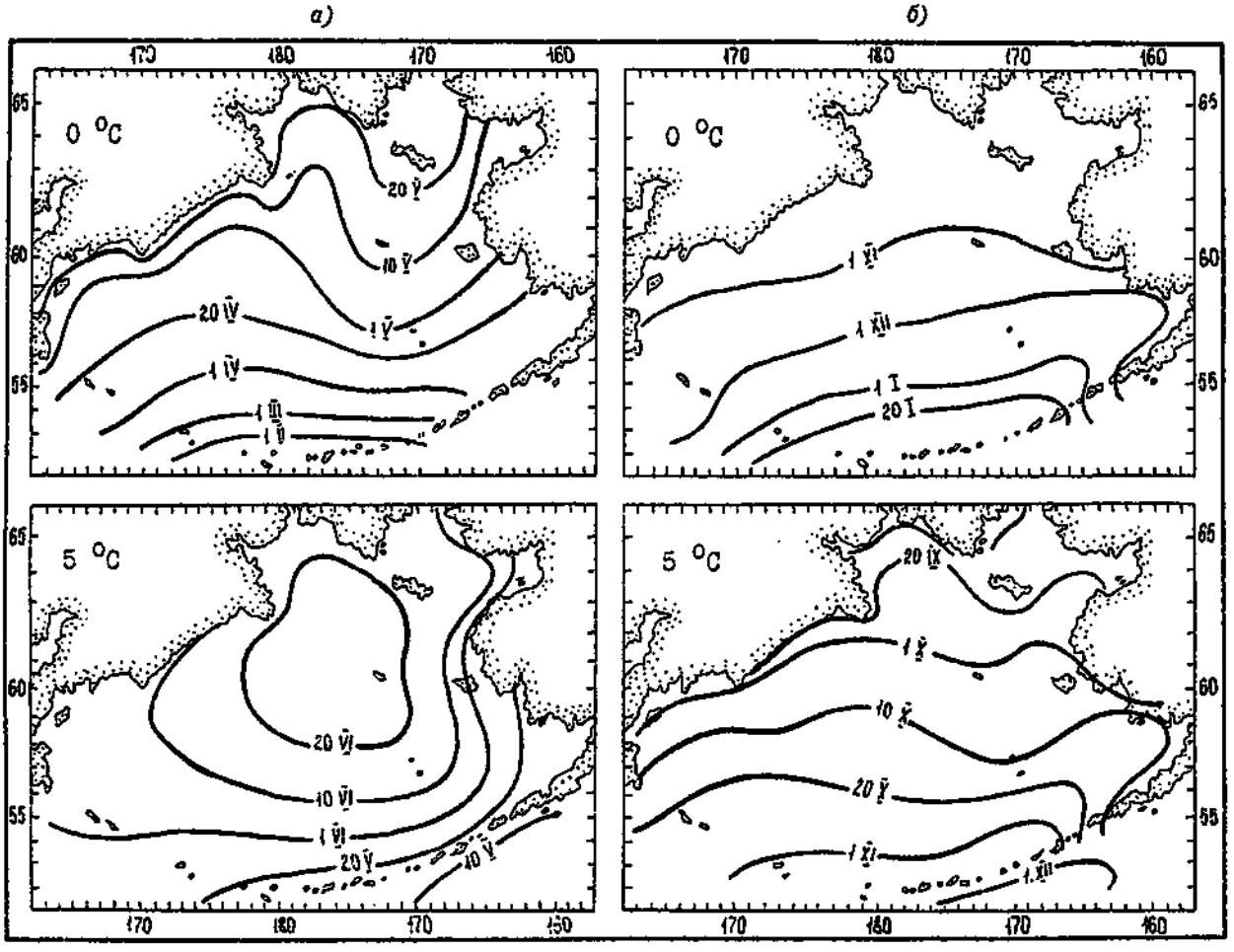


Рис. 11.13. Распределение дат устойчивого перехода температуры воздуха через 0 и 5 °С весной (*а*) и осенью (*б*) (1961—1975 гг.).

Заметное различие средних значений температуры воздуха и существенное уменьшение дисперсий в каждой из выделенных групп по сравнению с общими средними значениями и их дисперсиями свидетельствуют об определяющей роли направления переноса воздушных масс в формировании температурного режима рассматриваемого района [10]. Таким образом, правильная оценка направления переноса воздушных масс в районе Берингова моря является залогом успешного прогноза погоды.

При расчетах интенсивности обледенения надводных объектов, при оценке возможности работ на открытом воздухе необходимы сведения о повторяемости различных сочетаний отрицательной температуры воздуха и скорости ветра. Комплекс „отрицательная температура воздуха—скорость ветра" в районе Берингова моря наиболее вероятен с сентября по май с максимумом в январе—феврале.

Как правило, наибольшую повторяемость имеет сочетание температуры воздуха и скорости ветра, близких к средним значениям. Повторяемость сочетания температуры воздуха ниже −5 °С и скорости ветра 10 м/с и более, характеризующего неблагоприятные условия в море, приведены в табл. 11.13 для западного побережья. Повторяемость этого комплекса закономерно уменьшается с севера на юг в соответствии с изменением температуры воздуха. Самой высокой повторяемостью неблагоприятных условий в целом за холодный период отличаются се-

Таблица 11.13

Повторяемость (%) сочетаний неблагоприятных условий ($T \le -5$ °С, $V \ge 10$ м/с) в море и на берегу (восточнокамчатский шельф)

Станция, район	Январь	Апрель	Октябрь	Холодный период
Анадырь	20,7	14,8	11,9	17,7
Район I (бух. Провидения)	14,1	13,4	0,1	22,9
Апука	27,9	11,4	5,9	23,7
Корф	24,1	9,3	5,2	18,3
Оссора	12,3	3,5	0,2	6,6
Ука	9,1	2,6	0,1	6,7
Мыс Африка	19,8	4,2	0,2	14,7
Усть-Камчатск	11,7	1,9	0,1	7,3
Никольское (о. Беринга)	9,4	1,3	—	6,6

верные районы побережья Берингова моря — Анадырский залив, Апука. Довольно велика повторяемость данного комплекса у мысов (13—20 %). В других районах западного побережья его повторяемость не превышает 10 %.

В северных районах Берингова моря нередки температуры воздуха ниже −20 °С при скоростях ветра более 15 м/с. „Жесткость" погоды при этом весьма существенна. В южных районах моря температура, наоборот, редко опускается ниже −10 °С, тогда как скорости ветра вследствие частых прохождений циклонов и „мысовых эффектов" обычно

превышают 20 м/с. Вследствие больших скоростей ветра в этой части моря „жесткость" погоды здесь оказывается не меньше, чем на севере.

11.4. Разность температур „вода—воздух"

При сравнении характера распределения годовой температуры воздуха над морем с распределением годовой температуры поверхностного слоя воды обнаруживается очень большое сходство. Районы моря, характеризуемые наиболее низкими и высокими значениями температуры воздуха, совпадают с районами моря, занимаемыми низкими и высокими значениями температуры поверхности воды. Это сходство указывает на тесную зависимость изменений температуры воздуха от изменений температуры поверхности воды, хотя и сама вода при этом испытывает значительное влияние воздуха. Указанная зависимость вполне понятна, так как нагревание воздуха происходит главным образом от подстилающей поверхности, которой в данном случае является море. Как известно, поверхность моря отдает воздуху огромное количество тепла, так как при охлаждении 1 $см^3$ воды на 1 °С освобождается количество тепла, способное нагреть на 1 °С 3134 $см^3$ воздуха [7].

Отдача тепла морем движущемуся над ним воздуху происходит главным образом в холодную часть года, а также иногда летом в ночные часы. О продолжительности периода отдачи тепла морем воздуху можно приближенно судить по знаку разности между средними месячными температурами поверхности воды и воздуха. По величине этой разности можно получить представление и о величине отдачи тепла морем, поскольку количество тепла, отдаваемое водой воздуху, прямо пропорционально разности температур.

С сентября по апрель воды Берингова моря отдают свое тепло воздуху, а в центральных и южных районах даже в мае море теплее воздуха. С мая по август, наоборот, море само получает тепло ($T_w - T < 0$ °С).

Потеря тепла морем за счет теплообмена с воздухом в сентябре еще мала, так как средняя месячная разность между температурой поверхности моря и воздуха в этом месяце над большей частью моря не превышает 0,5 °С. В последующие месяцы в связи с более частыми вторжениями холодных масс арктического воздуха эта разность заметно возрастает. Так, в октябре над северными районами моря она достигает 3—4 °С, в январе — 6—8 °С. В южной части моря, особенно в юго-восточной, эта разность значительно меньше и в течение холодного периода практически одинакова — около 2 °С (рис. 11.14).

Вышеприведенные разности указывают на то, что наиболее сильное охлаждение поверхности моря за счет теплообмена с воздухом наблюдается в северной части моря.

Весной одновременно с наступлением в мае повышения температуры поверхности воды происходит изменение знака теплообмена между воздухом

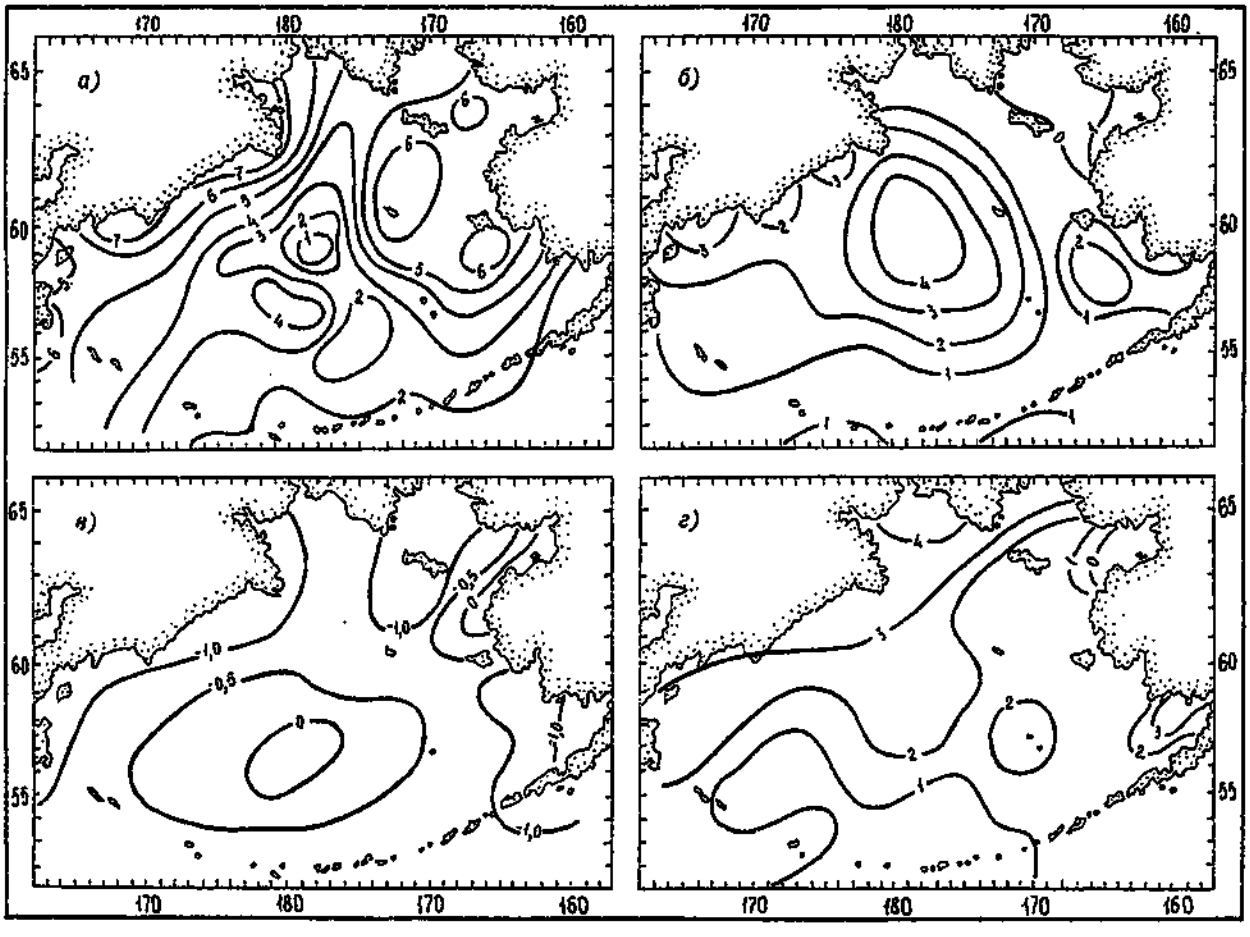


Рис. 11.14. Средняя месячная разность (°С) между температурой поверхности воды и температурой воздуха в январе (*а*), апреле (*б*), июле (*в*) и октябре (*г*).

и морем, в результате которого море начинает получать тепло от движущегося над ним воздуха. Однако нагревание поверхности моря за счет теплообмена с воздухом в мае—июне еще мало, поскольку разность между средними месячными температурами поверхности воды и воздуха в это время бывает не более 1 °С. В последующие месяцы (июль—август) она несколько увеличивается. Над северными районами моря эта разность не превышает 1,5 °С, а над южными — около 1 °С. В сентябре знак этой разности уже меняется. Следовательно, в течение всего периода с мая по август включительно море получает тепло от воздуха. В этот период значение фактора теплообмена в температурном режиме моря очень небольшое, в то время как в холодный период года он оказывает существенное влияние на изменение теплового баланса моря.

В холодную часть года понижение температуры воды в море обусловлено потерями тепла через поверхность океана за счет испарения, турбулентного теплообмена и эффективного излучения. Каждая из этих составляющих пропорциональна разности температуры поверхности воды и воздуха, поэтому в холодную часть года между изменениями температуры воды и разностью $T_w - T$ существует тесная связь. В теплую часть года основную роль в изменениях температуры поверхности воды играет приток тепла от Солнца, роль потерь тепла меньше и связь температуры поверхности воды с разностью $T_w - T$ более слабая.

11.5. Относительная влажность воздуха

Водяной пар является неустойчивой составной частью атмосферы. Содержание водяного пара значительно меняется в зависимости от времени года, циркуляционных условий, состояния подстилающей поверхности. О влажности воздуха можно судить по парциальному давлению водяного пара, относительной влажности и недостатку насыщения воздуха водяным паром. Из всех показателей влажности наибольший практический интерес представляют данные об относительной влажности, характеризующей степень насыщения воздуха водяным паром. С влажностью воздуха связано образование тумана, облачности.

Представление об изменении относительной влажности во времени и пространстве по акватории Берингова моря дает рис. 11.15. Для всей акватории моря характерны очень высокие средние месячные значения влажности, годовой ход ее не превышает 17 % (табл. 11.14).

Годовой ход этой характеристики влажности имеет свои особенности в различных районах моря. В северном районе моря он характеризуется двумя максимумами (летом и зимой) и двумя минимумами (в переходные сезоны). Зимний максимум в этом районе вызван понижением температуры воздуха.

В южном районе моря относительная влажность имеет типично муссонный ход с максимумом летом и минимумом зимой.

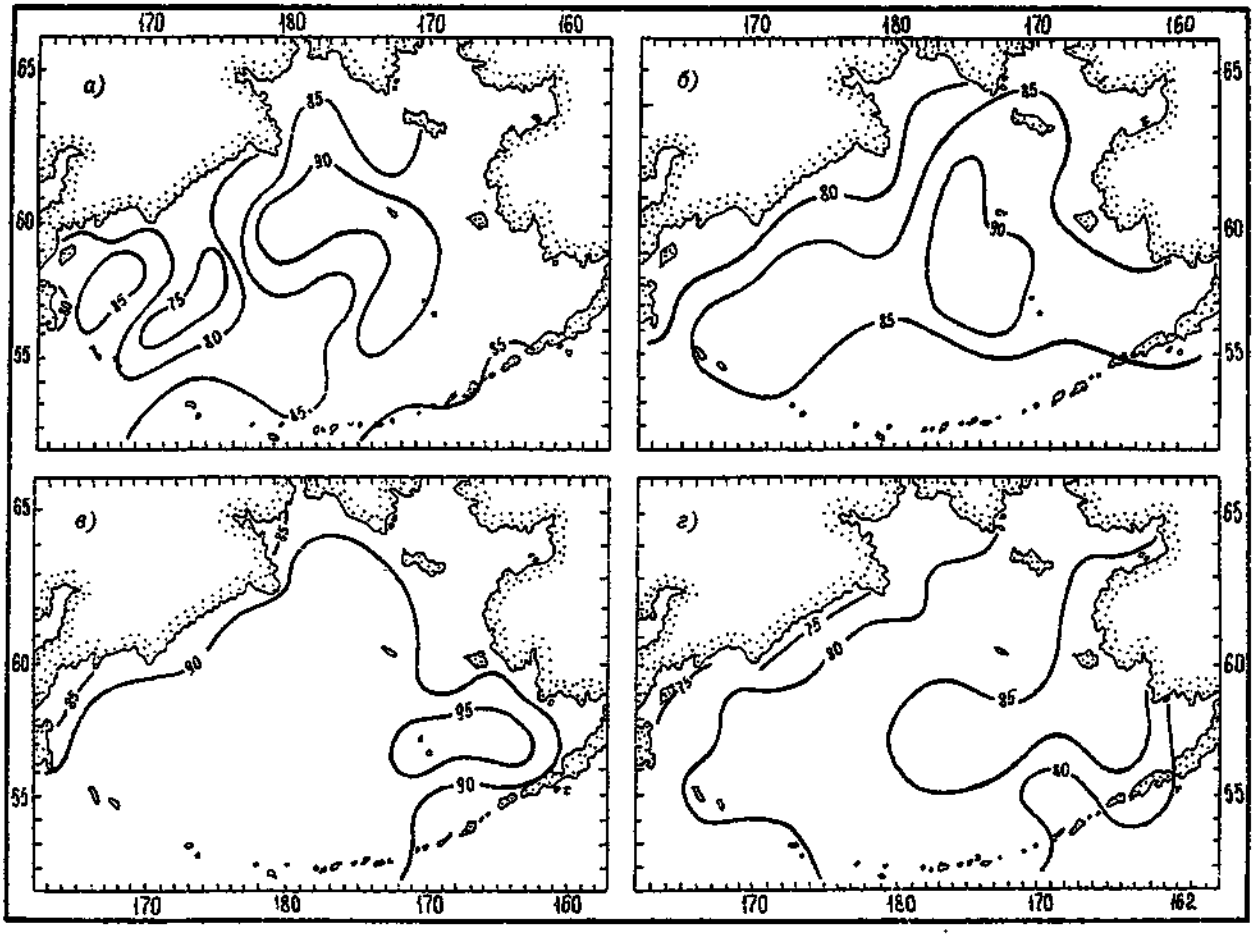


Рис. 11.15. Средняя месячная относительная влажность воздуха (%) в январе (*а*), апреле (*б*), июле (*в*) и октябре (*г*).

Таблица 11.14

Средняя месячная и годовая относительная влажность воздуха, %

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Амплитуда
Западное побережье [36]														
Апука	78	76	74	80	84	88	89	88	83	78	76	76	81	15
Топата-Олюторская	77	74	77	78	81	84	84	83	82	74	76	75	79	10
Оссора	79	78	78	80	82	81	83	82	80	77	78	78	80	6
о. Карагинский	84	84	83	82	84	83	83	83	83	80	83	83	83	3
Мыс Озерной	80	78	78	79	81	84	86	87	84	78	79	80	81	9
Мыс Африка	78	79	77	80	86	90	90	88	82	70	70	74	80	20
Никольское (о. Беринга)	83	83	84	85	87	90	94	92	87	81	82	82	86	13
Преображенское (о. Медный)	80	79	81	85	87	90	91	90	86	82	81	78	84	13
Восточное побережье [18]														
Уэлен	86	82	84	87	91	92	92	93	90	88	86	86	88	11
зал. Лаврентия	83	77	78	83	82	84	86	86	83	82	81	81	82	9
Ном	84	81	80	81	81	82	87	87	90	80	82	83	83	10
Гамбелл	91	89	90	91	92	92	93	90	87	85	88	92	85	17
Бетел	83	82	85	84	80	81	82	86	85	85	89	84	89	13
о. Св. Павла	80	85	85	84	88	90	89	90	87	85	80	85	85	15
Датч-Харбор	80	87	85	85	90	88	88	91	88	85	80	80	85	11
Атка	81	90	88	86	92	90	90	90	89	86	79	80	87	11

Средняя месячная относительная влажность воздуха на территории Берингова моря очень велика в любое время года и колеблется в пределах 80—90 %. Хотя средняя месячная относительная влажность ни в одном из районов моря не достигает 100 %, дни с относительной влажностью, равной 100 %, возможны в любом месяце и во всех районах моря.

Данные справочника [36] показывают, что суточный ход относительной влажности на большей части моря наиболее резко выражен летом, но он неодинаков в различных районах моря. В северной части суточная амплитуда относительной влажности равна 10—15 %, а на юге 6—8 %. Зимой суточный ход относительной влажности практически отсутствует. Суточная амплитуда колеблется около 1—2 %. Наибольшая относительная влажность в течение суток обычно бывает ночью.

Практический интерес представляет число дней с высокой (≥ 80 %) и низкой (≤ 30 %) относительной влажностью. Число дней с относительной влажностью 80 % и более на акватории Берингова моря очень велико, что свидетельствует о большой влажности климата. В северных районах моря оно колеблется в пределах 120—180 в году, в районе Алеутских островов оно доходит до 275 (табл. 11.15).

Косвенным показателем сухости климата служит число дней с относительной влажностью в 13 ч, равной 30 % и менее. Число сухих дней в Беринговом море мало. На Командорских и Алеутских островах таких дней вообще не бывает, в северных районах моря их не более 6—8 в году [17].

Таблица 11.15

Число дней с относительной влажностью воздуха ≤ 30 % (срок с наименьшей в суточном ходе влажностью) и ≥ 80 % в 13 ч

Станция	Влажность, %	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Апука	≤ 30	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,04	0,04	0,1	0,3
	≥ 80	15,7	11,2	9,7	13,0	17,3	20,4	23,2	19,8	12,2	11,1	12,3	13,1	179,0
Корф	≤ 30	0,0	0,0	0,0	0,0	0,04	0,0	0,08	0,2	0,3	0,1	0,0	0,0	0,7
	≥ 80	11,1	4,8	6,9	8,2	12,2	12,6	12,5	12,4	7,8	7,5	8,9	9,0	113,9
о. Карагинский	≤ 30	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	≥ 80	19,8	18,6	18,0	15,5	18,7	17,7	18,2	17,7	15,4	13,9	20,1	19,3	212,9
Мыс Африка	≤ 30	0,8	0,2	0,7	0,4	0,1	0,04	0,1	0,2	0,4	1,3	1,3	1,8	7,3
	≥ 80	16,6	15,1	16,4	17,2	22,5	23,8	25,4	21,8	14,6	10,2	11,5	15,4	210,5
Никольское (о. Беринга)	≤ 30	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	≥ 80	19,6	16,5	19,0	19,2	19,2	22,9	27,0	25,5	17,5	13,9	16,9	18,7	235,9

11.6. Атмосферные осадки

Основным процессом, определяющим погодные условия и режим осадков на акватории Берингова моря, является активная циклоническая деятельность. Взаимодействие величайшего в мире континента Азии и Тихого океана создает благоприятные условия для развития интенсивных атмосферных осадков. В зимний период в связи с активной циклонической деятельностью над Беринговым морем наблюдаются сильные и обильные снегопады. Циклоны, выходящие на Берингово море, обычно достигают над морем большой глубины и часто превращаются в обширные малоподвижные образования. Это прежде всего относится к южным циклонам. В результате частых снегопадов число дней с осадками на большей части моря в холодное полугодие значительно больше, чем летом.

В весенний период господствующими являются зональные процессы, характеризующиеся частым прохождением ложбин и гребней, быстро смещающихся в восточном направлении. При этих процессах периоды циклонической погоды быстро сменяются непродолжительными периодами антициклонических вторжений. Малоподвижные антициклоны вызывают над Беринговым морем прохладную с моросящими осадками погоду, при этом количество осадков относительно невелико.

Иная картина отмечается летом, когда наблюдается ослабление циклонической циркуляции над морем и распространение на Берингово море отрога северотихоокеанского антициклона. Характерным процессом летнего периода является вынос морского влагонасыщенного воздуха ветрами южных румбов. С этим процессом связаны моросящие осадки.

Осенью создаются условия для активизации циклонической деятельности. В этот период наиболее часты выходы южных циклонов, с которыми связаны обильные осадки. Осень для Берингова моря можно считать сезоном дождей.

Эта краткая характеристика атмосферных процессов и их заметно выраженная сезонность объясняют различие в повторяемости осадков в теплое и холодное полугодие.

Для юго-восточной части Берингова моря как летом, так и зимой характерна наиболее интенсивная циклоническая деятельность, которая ослабевает в северо-западном направлении. Соответственно этому изменяется число дней и количество выпавших осадков.

Все вышеперечисленные особенности распределения повторяемости осадков как по территории моря, так и в годовом ходе отражены на картах повторяемости осадков.

Повторяемость осадков (т. е. число случаев, когда были отмечены осадки какого-либо типа, выраженное в процентах к общему числу наблюдений в данном районе) вычислена по судовым данным и приведена на рис. 11.16.

Распределение повторяемости осадков по данным прибрежных и островных станций не совсем хорошо стыкуется с распределением повторяемости осадков по судовым данным, показанным на этих

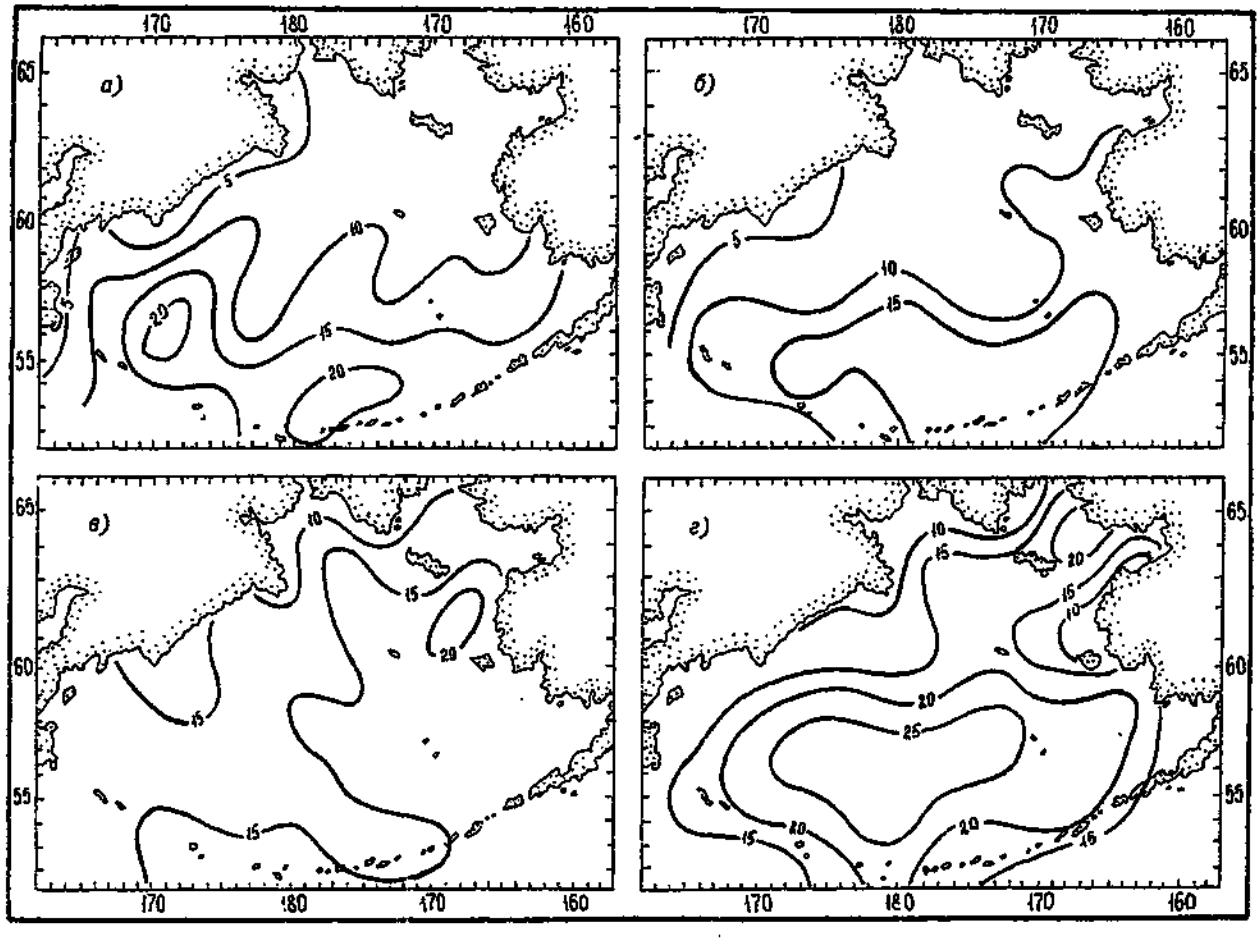


Рис. 11.16. Повторяемость атмосферных осадков (%) в январе (*а*), апреле (*б*), июле (*в*) и октябре (*г*).

картах. Но надо заметить, что эта несогласованность проявляется в деталях, а общий характер распределения повторяемости атмосферных осадков по картам и станциям как в годовом ходе, так и по территории совпадает.

Несмотря на большое количество экспериментальных работ, до сих пор невозможно точно измерить количество осадков в море. Поэтому анализ пространственного и временного распределения количества осадков мы будем проводить по данным прибрежных и островных станций.

По количеству осадков северная и южная части Берингова моря заметно отличаются друг от друга [17]. На юге осадков выпадает в 1,5—2,0 раза больше, чем на севере. Увеличение количества осадков в южных районах связано с большой повторяемостью циклонов над этими районами моря как летом, так и зимой. Южные районы моря в течение всего года находятся под влиянием влажного морского полярного воздуха. Северная часть Берингова моря большей частью находится под влиянием арктического воздуха, который отличается малым влагосодержанием. В районе Алеутских островов (станции Датч-Харбор, Атка, Атту) годовое количество осадков составляет 1600—2000 мм. В северной части моря (станции Ном, Гамбелл, бух. Провидения) годовая норма осадков колеблется в пределах 300—400 мм.

Разнообразный характер распределения осадков в прибрежных районах тесно связан с орографией берегов. Известно, что горы обостряют циклоническую деятельность, активизируют атмосферные фронты, что естественно сказывается на количестве выпавших осадков. Существенную роль играет и экспозиция склонов по отношению к господствующему направлению воздушных потоков.

Из-за большой изрезанности побережья количество осадков на западном и восточном побережье изменяется скачкообразно от 400 до 1000 мм. Станции Мыс Африка и Мыс Озерной расположены на мысах и открыты всем ветрам, поэтому количество осадков здесь увеличивается до 900 мм. Примером относительно малого количества осадков, связанного с орографией берега, могут служить наблюдения на ст. Корф. Эта станция расположена в бухте, защищенной горами от влагонесущих потоков, и количество осадков за год здесь меньше, чем на других станциях западного побережья (табл. 11.16).

Годовой ход суммы осадков, как и повторяемость, находится в тесной связи с характером общей атмосферной циркуляции и заметно выраженной сезонностью господствующих синоптических процессов. Сравнивая суммы осадков по полугодиям в различных районах моря, нельзя не отметить повсеместное ослабление осадков в теплое полугодие. Наиболее четко это уменьшение количества осадков проявляется в юго-восточной части моря, где оно сокращается почти вдвое. Вообще же характер распределения сумм осадков по акватории Берингова моря в отдельные полугодия мало изменяется. Но тем не менее можно обнаружить и некоторые различия в годовом ходе для разных частей моря.

Таблица 11.16

Среднее количество осадков, мм

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Теплый период	Холодный период	Год
Восточное побережье [18]															
Датч-Харбор	145	185	131	102	120	72	51	69	148	205	166	180	562	1012	1574
Атка	202	139	150	146	133	101	152	156	183	229	230	166	871	1116	1987
Атту	140	73	153	84	138	178	144	123	154	231	231	156	821	987	1808
Уэлен	47	54	36	39	37	24	38	61	52	47	44	54	251	282	533
зал. Лаврентия	51	39	51	34	24	26	46	68	55	52	44	46	253	283	536
бух. Провидения	41	37	43	41	24	34	71	75	44	51	38	37	289	247	536
о. Св. Павла	55	42	45	36	37	34	67	67	87	81	74	53	328	350	678
Диллингем	49	35	51	31	41	50	69	102	114	66	45	33	407	280	686
Бетел	23	49	38	12	30	37	49	120	54	45	27	26	302	208	510
Акулурак	21	17	38	22	12	27	55	67	60	35	19	6	243	136	379
Св. Михаил	22	5	12	8	24	32	43	61	77	30	18	15	245	104	349
Ном	29	27	24	18	27	32	70	91	72	36	28	30	310	174	484
Гамбелл	15	26	17	6	17	16	44	52	26	30	29	17	161	134	295
Западное побережье [36]															
Апука	69	42	46	41	26	26	62	60	41	52	38	48	243	308	551
Топата-Олюторская	79	53	60	64	55	41	79	86	74	82	78	72	342	481	823
Корф	43	15	27	36	26	22	51	50	40	53	34	39	158	278	436
Оссора	47	41	38	41	49	39	65	75	60	74	73	57	256	403	659
о. Карагинский	72	68	50	33	27	20	44	47	41	54	74	60	324	266	590
Мыс Озерной	78	64	47	59	69	59	65	86	74	98	84	72	345	510	855
Мыс Африка	96	60	49	78	70	57	77	81	72	106	79	83	367	541	908
Никольское (о. Беринга)	61	35	43	39	37	32	50	68	56	77	79	59	277	359	636
Преображенское (о. Медный)	136	89	100	75	68	51	74	101	101	145	148	125	598	615	1213

В районе Алеутских островов наибольшее количество осадков выпадает в холодное время года. Самым дождливым месяцем является октябрь, когда средняя месячная сумма осадков составляет 205—231 мм (станции Датч-Харбор, Атту) (см. табл. 11.16). Увеличение осадков в зимний период связано с активизацией циклонической деятельности и выходом южных циклонов, с которыми связаны наиболее интенсивные осадки. Летом, когда над Алеутскими островами располагается периферия субтропического максимума, количество осадков сокращается почти в два раза, но продолжает оставаться достаточно большим.

Для северо-восточной части моря (станции Диллингем, Ном, Бетел, Акулурак, Гамбелл) характерно превышение сумм летних осадков над зимними. Объясняется это тем, что в летний период нередко здесь создаются благоприятные условия для обострения холодного фронта, с которым связаны ливневые осадки. С другой стороны, зимой здесь выпадает сравнительно мало осадков, в среднем 20—40 мм. Все это вместе взятое и определяет своеобразное распределение осадков в течение года в этом районе моря. Наибольшее количество осадков выпадает здесь в августе—сентябре, а наименьшее — весной, минимум количества осадков приходится на апрель—май.

Характер распределения количества атмосферных осадков на западном и восточном побережье Берингова моря несколько различается. В холодное время года циклоны из районов Японии проходят в Беринговo море, чаще всего перемещаясь вдоль юго-восточного побережья Камчатки к Алеутским островам. Горные массивы восточного побережья Камчатки замедляют движение достаточно увлажненных воздушных масс, что вызывает обильные осадки на наветренных склонах [19]. В результате на западном побережье моря (станции Мыс Африка, Мыс Озерной, о. Карагинский) осадков зимой выпадает больше, чем на восточном. Летом наблюдается обратная картина. Сумма осадков, выпавших на восточном побережье Берингова моря, в летний период достигает максимума. Это связано с выносом влажного морского воздуха. Осадки имеют характер продолжительных моросящих дождей.

В отдельные годы месячные суммы осадков и время наступления максимумов и минимумов могут существенно отличаться от средних многолетних. Так, в наиболее снежные зимы месячное количество осадков может превышать норму в 3—4 раза (табл. 11.17). В связи с тем что осадки в основном носят фронтальный характер, их выпадение имеет свои особенности, а именно, осадки выпадают неравномерно по времени. Иногда за одни сутки может выпасть до 100 % и более месячной нормы (табл. 11.18).

Из годового количества осадков на твердые осадки приходится 70—80 % как в северной, так и в южной части Берингова моря.

При исследовании особенностей развития синоптических процессов на Дальнем Востоке, обусловливающих экстремально сухие и влажные месяцы, синоптиками ДВНИГМИ отмечено, что макросиноптические процессы в средней тропосфере и у земли во влажные и сухие месяцы существенно отличаются. Избыток осадков во все месяцы тесно связан с интенсивным развитием тропосферной дальневосточной ложбины, циклогенезом на дальневосточных морях, выходом южных циклонов и тайфунов. В месяцы с дефицитом осадков осенне-зимнего и весеннего сезонов над Восточной Азией господствует зональный перенос или наблюдаются меридиональные процессы, сопровождающиеся „ныряющими" циклонами. В летние месяцы дефицит осадков обусловливается макропроцессами, характеризующимися установлением высотного дальневосточного гребня и антициклогенезом на морях и на юге Дальнего Востока [19].

Таблица 11.17

Наибольшее (1-я строка) и наименьшее (2-я строка) количество выпавших осадков, мм

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Восточное побережье [18]												
Датч-Харбор	344	385	310	205	292	179	150	142	458	513	350	397
	18	60	14	30	32	8	6	16	21	86	40	70
о. Св. Павла	197	147	107	116	104	137	134	142	205	251	236	167
	1	7	2	13	9	4	8	34	33	26	17	2
Диллингем	168	99	124	87	82	99	155	228	170	140	166	97
	5	0	2	4	3	7	10	42	63	8	9	11
Бетел	53	100	69	26	64	67	59	212	89	71	34	50
	10	14	4	2	16	17	26	71	26	24	20	8
Св. Михаил	67	10	27	40	68	89	102	116	142	60	44	52
	2	0	0	0	3	2	4	4	5	1	1	1
Уэлен	58	47	17	25	28	24	56	150	120	157	22	61
	2	3	5	6	2	2	22	31	20	7	1	5
Ном	114	113	86	45	64	112	214	167	180	187	100	98
	0	2	1	1	0	0	12	23	10	4	1	0
Западное побережье [36]												
Апука	—	—	—	—	99	55	142	125	192	123	—	—
	—	—	—	—	0	1	9	10	2	4	—	—
Оссора	124	236	70	122	101	83	151	194	146	160	221	122
	11	9	10	6	2	4	4	12	0	1	24	10

Таблица 11.18

Максимальное количество осадков (мм) за сутки

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Восточное побережье [18]													
Датч-Харбор	73	95	81	32	66	76	38	53	66	104	91	95	104
Уэлен	17	16	8	11	27	16	17	49	36	53	24	26	53
зал. Лаврентия	7	1	8	11	19	10	24	16	22	13	8	16	24
бух. Провидения	13	19	10	14	15	30	44	20	43	28	17	13	44
Бетел	17	13	31	9	8	17	11	20	14	33	9	21	33
Ном	30	42	23	19	18	58	43	47	53	39	36	34	58
Западное побережье [36]													
Апука	—	—	—	—	32	20	41	34	37	57	—	—	57
Преображенское (о. Медный)	39	40	36	32	54	29	46	82	50	96	60	50	96

11.7. Облачность

Режим облачности над Беринговым морем определяется главным образом циркуляционными факторами, так как радиационный фактор вследствие малой высоты солнца проявляется здесь слабо, а подстилающая поверхность термически однородна. В связи с этим пространственно-временное распределение облачности зависит от характера синоптических процессов, определяющих преобладающее направление ветра и влагосодержание воздушных масс.

Вследствие активной циклонической деятельности в течение всего года повторяемость облачности очень велика. На рис. 11.17 дано распределение среднего балла общего количества облаков. Как видно из рисунка, облачность на большей части акватории Берингова моря мало меняется в течение года. Отсутствие выраженного годового хода облачности над морем является также следствием высокого влагосодержания атмосферы над водной поверхностью в течение всего года.

Наибольший балл облачности в течение всего года наблюдается в южных районах моря, где он равен в среднем за год 8 (см. рис. 11.17). Область наибольших значений среднего количества общей облачности имеет максимальные размеры в осенний период. К северу количество облачности (средний балл) уменьшается до 5—6 баллов, достигая

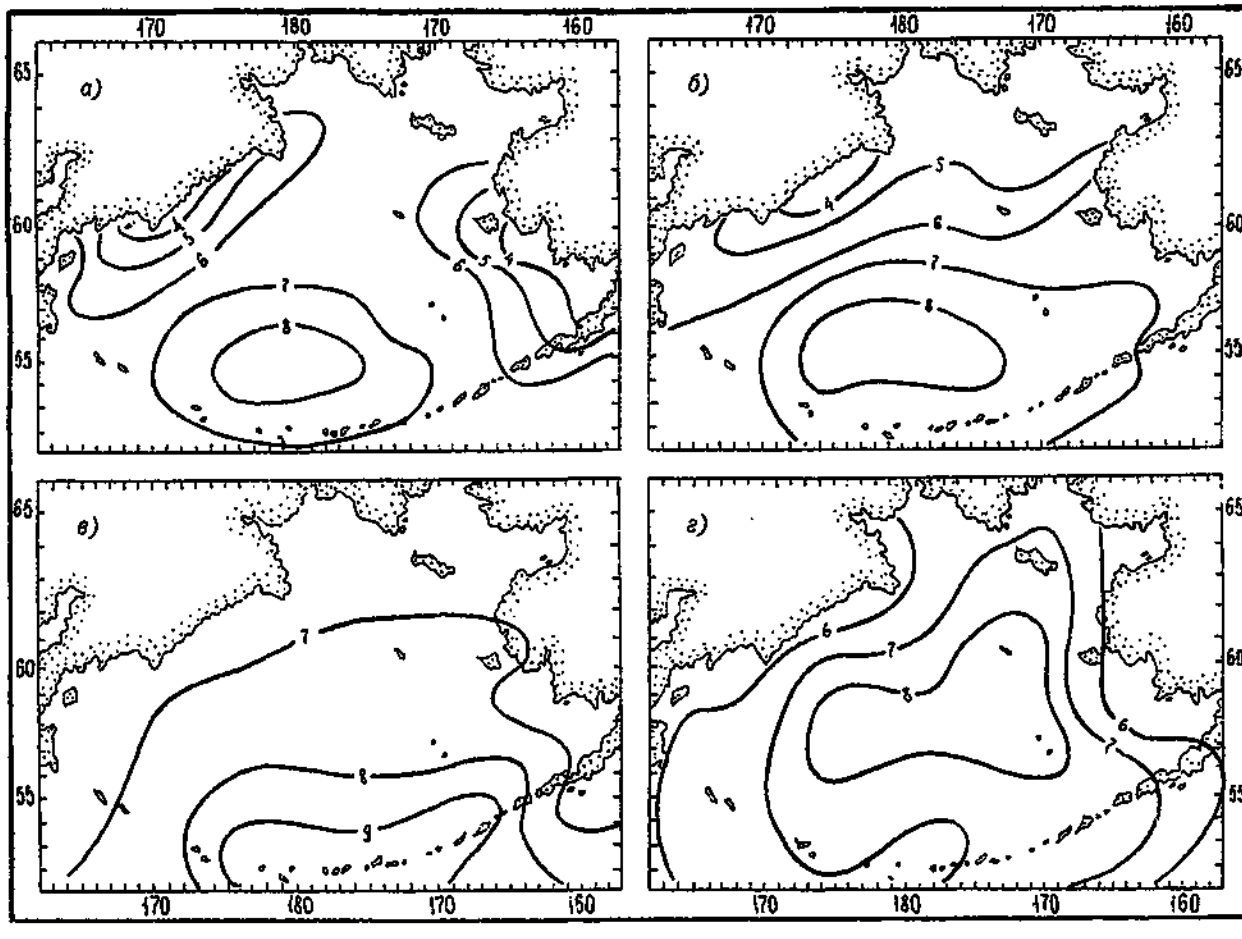


Рис. 11.17. Средняя месячная облачность (балл) в январе (*а*), апреле (*б*), июле (*в*) и октябре (*г*).

Таблица 11.19

Повторяемость (%) ясного (0—2 балла), полуясного (3—7 баллов) и пасмурного (8—10 баллов) состояния неба по общей и нижней облачности (по данным ст. о. Карагинский)

Облачность, баллы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Общая:												
0—2	23	27	29	23	19	18	15	19	22	18	16	20
3—7	11	8	8	11	9	10	11	12	14	12	12	12
8—10	66	65	63	66	72	72	74	69	64	70	72	68
Нижняя:												
0—2	44	46	52	54	50	53	50	51	51	41	31	36
3—7	10	9	7	8	8	8	10	10	11	14	14	13
8—10	46	45	41	38	42	39	40	39	38	45	55	51

Таблица 11.20

Число пасмурных (числитель) и ясных (знаменатель) дней по общей облачности

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Западное побережье [36]													
Апука	15,0 / 4,1	12,3 / 4,2	12,9 / 6,4	15,9 / 3,7	18,7 / 2,2	21,3 / 0,9	23,7 / 0,8	20,4 / 0,9	14,7 / 2,4	13,3 / 3,4	12,6 / 3,5	12,5 / 4,7	19,3 / 3,7
Топата-Олюторская	16,7 / 3,3	14,2 / 4,0	14,4 / 4,9	16,0 / 3,5	19,5 / 2,2	16,7 / 2,6	17,0 / 2,8	17,5 / 1,5	16,0 / 2,0	14,9 / 3,0	15,4 / 3,3	18,4 / 4,4	19,2 / 3,8
Корф	13,6 / 4,8	11,2 / 5,4	12,0 / 6,4	13,7 / 4,1	16,5 / 2,6	18,5 / 1,4	21,0 / 0,7	17,0 / 1,7	13,3 / 2,7	12,3 / 4,1	12,4 / 4,6	11,9 / 5,2	17,3 / 4,4
Оссора	14,0 / 4,4	13,5 / 4,1	14,5 / 5,9	15,0 / 2,9	17,2 / 2,6	17,9 / 2,1	18,1 / 1,1	16,5 / 1,8	13,9 / 2,2	12,7 / 2,7	13,2 / 3,9	14,1 / 4,4	18,1 / 3,8
о. Карагинский	15,3 / 3,2	14,0 / 4,1	14,6 / 4,7	14,5 / 2,7	16,8 / 2,1	17,1 / 1,9	18,6 / 1,2	16,4 / 1,8	13,6 / 2,3	16,0 / 1,1	16,3 / 1,1	16,5 / 1,8	19,0 / 2,8
Мыс Озерной	14,4 / 3,9	14,7 / 4,9	13,0 / 5,5	14,4 / 3,5	15,7 / 3,2	16,3 / 3,3	16,5 / 2,5	15,4 / 2,7	12,8 / 3,1	11,1 / 3,2	14,0 / 3,1	13,9 / 3,7	17,2 / 4,3
Мыс Африка	17,4 / 2,8	15,2 / 2,6	15,7 / 3,4	15,2 / 2,5	19,0 / 1,9	21,8 / 0,9	21,6 / 0,6	18,8 / 1,6	15,1 / 2,0	11,7 / 3,2	13,6 / 2,4	14,9 / 2,7	20,0 / 2,7
Никольское (о. Беринга)	18,2 / 0,1	17,2 / 0,2	19,8 / 0,2	19,5 / 0,4	21,8 / 0,9	25,7 / 0,5	25,2 / 0,5	22,6 / 0,6	17,1 / 0,8	13,8 / 0,8	15,1 / 0,1	16,8 / 0,1	23,3 / 5,0
Преображенское (о. Медный)	22,1 / 0,1	21,0 / 0,04	23,8 / 0,1	22,2 / 0,2	23,2 / 0,9	24,9 / 0,8	23,9 / 0,6	21,9 / 0,8	19,5 / 0,6	18,4 / 0,4	19,5 / 0,1	20,5 / 0,1	26,1 / 4,0
Восточное побережье [18]													
Датч-Харбор	25,0 / 3,0	17,0 / 4,0	17,0 / 5,0	19,0 / 4,0	16,0 / 8,0	15,0 / 6,0	13,0 / 4,0	22,0 / 3,0	22,0 / 3,0	21,0 / 3,0	21,0 / 6,0	24,0 / 4,0	23,2 / 5,3
о. Св. Павла	18,0 / 4,0	16,0 / 3,0	20,0 / 2,0	19,0 / 3,0	21,0 / 1,0	22,0 / 1,0	20,0 / 0,8	24,0 / 0,4	21,0 / 0,6	20,0 / 0,9	19,0 / 2,0	22,0 / 0,8	24,8 / 2,0
Диллингем	17,0 / 12,0	14,0 / 12,0	16,0 / 11,0	12,0 / 12,0	14,0 / 11,0	14,0 / 10,0	14,0 / 12,0	20,0 / 6,0	18,0 / 7,0	17,0 / 9,0	17,0 / 10,0	20,0 / 10,0	19,3 / 12,2
Бетел	16,0 / 10,0	16,0 / 7,0	16,0 / 9,0	17,0 / 6,0	20,0 / 2,0	20,0 / 1,0	26,0 / 2,0	27,0 / 1,0	22,0 / 2,0	24,0 / 2,0	18,0 / 5,0	18,0 / 9,0	24,0 / 5,6
Ном	12,0 / 12,0	13,0 / 12,0	15,0 / 11,0	14,0 / 10,0	15,0 / 8,0	15,0 / 7,0	21,0 / 4,0	21,0 / 3,0	19,0 / 4,0	16,0 / 7,0	14,0 / 11,0	14,0 / 12,0	18,9 / 10,1
Гамбелл	18,0 / 6,0	17,0 / 4,0	18,0 / 8,0	20,0 / 4,0	26,0 / 1,0	23,0 / 0,8	27,0 / 0,4	25,0 / 2,0	25,0 / 1,0	28,0 / 0,5	26,0 / 2,0	20,0 / 5,0	27,3 / 3,5
м. Чаплина	11,0 / 6,0	11,0 / 7,0	11,0 / 6,0	15,0 / 4,0	20,0 / 2,0	16,0 / 4,0	23,0 / 1,0	22,0 / 1,0	19,0 / 1,0	19,0 / 1,0	17,0 / 2,0	12,0 / 5,0	19,6 / 4,0
Уэлен	10,0 / 6,0	11,0 / 5,0	11,0 / 5,0	17,0 / 3,0	22,0 / 0,7	16,0 / 2,0	20,0 / 1,0	21,0 / 0,7	22,0 / 1,0	21,0 / 0,6	19,0 / 2,0	13,0 / 4,0	20,3 / 3,1

минимальных значений зимой на крайнем севере моря.

Как у западных, так и у восточных берегов Берингова моря средний балл облачности ниже по сравнению с центральной частью.

Среднее значение общей облачности является удобной сравнительной характеристикой, отражающей общие закономерности распределения облачности, и поэтому часто используется при различных расчетах. Однако среднее значение не может являться исчерпывающей климатической характеристикой облачности, так как кривые распределения облачности сильно отличаются от кривых распределения других метеорологических величин тем, что наибольшая повторяемость приходится на крайние значения облачности, а наименьшая — на значения облачности, близкие к среднему [36] (табл. 11.19). Поэтому средняя облачность существенно отличается от преобладающей.

Число ясных и пасмурных дней служит важным климатическим показателем, существенно дополняющим данные по общей облачности и в известной степени позволяющим судить о длительности того или иного состояния неба. Для анализа этой характеристики мы используем данные прибрежных станций [17]. Среднее годовое число пасмурных дней по общей облачности колеблется от 190 до 280. Наибольшее число таких дней отмечается на Командорских и Алеутских островах, наименьшее — в северной части моря. Распределение числа ясных дней носит противоположный характер (табл. 11.20).

На Алеутских островах наиболее пасмурным является период с августа по январь, когда среднее месячное число пасмурных дней колеблется в пределах 21—25, а число ясных дней не превышает 3—6 (ст. Датч-Харбор). Увеличение облачности, а следовательно, и числа пасмурных дней в этот период связано с усилением циклонической деятельности, с притоком относительно теплых влажных масс воздуха с Тихого океана, в которых даже небольшое охлаждение воздуха приводит к конденсации и образованию сплошного облачного покрова. С ослаблением циклонической деятельности число пасмурных дней уменьшается. С февраля по июнь число пасмурных дней уменьшается в этом районе моря до 15—19 за месяц, а число ясных дней возрастает до 6—8.

На остальной акватории моря наибольшее в годовом ходе число пасмурных дней отмечается летом с максимумом в июне—июле. На западном побережье моря начиная с октября наблюдается заметное уменьшение числа дней с облачностью 8—10 баллов. На большинстве станций этого побережья минимум числа пасмурных дней приходится на октябрь. На восточном побережье минимальное количество пасмурных дней наблюдается в феврале. Годовой ход ясной погоды является обратным годовому ходу пасмурной погоды. На западном побережье наибольшее число ясных дней повсеместно наблюдается в марте, а на восточном нет четко выраженного времени наступления максимума таких дней. Однако можно сказать, что наибольшее число ясных дней (10—12 дней в месяц) приходится на зимние месяцы.

При анализе суточного хода облачности обращает на себя внимание тот факт, что значения среднего балла облачности днем и ночью почти не различаются [36].

Сравнение данных по общей и нижней облачности, опубликованных в справочнике [36], приводит к выводу, что облака нижнего яруса являются преобладающими формами облачности над любой частью акватории моря. Особенно велика доля нижней облачности в формировании общей в южных районах моря, где средний балл общей облачности, особенно летом, на 80—90 % складывается из облаков нижнего яруса.

Летом создаются благоприятные условия для антициклогенеза. Преобладающими ветрами в указанное время года для этой части моря являются ветры южной четверти горизонта, с которыми осуществляется вынос влажного морского воздуха. Южными ветрами выносятся туманы и слоистая облачность в эти районы моря. Этим объясняется большая повторяемость нижней облачности.

Высоко-кучевые, высоко-слоистые и слоисто-кучевые облака (Ac, As, Sc) являются наиболее часто повторяющимися формами практически над всей акваторией Берингова моря, исключая ее южные районы. На долю этих облаков приходится от 60 до 90 %.

В южных районах моря наиболее часто наблюдаются облака вертикального развития (Cu, Cb), повторяемость которых в отдельные месяцы может составить 60 %. В годовом ходе наиболее часто облака этих форм наблюдаются в холодный период года. Для этой части Берингова моря характерно развитие конвекции за счет восходящих потоков при положительной разнице между температурой поверхности воды и воздуха. В сочетании с большим влагосодержанием морского воздуха конвективные токи обусловливают формирование кучевых облаков. Кучево-дождевая облачность связана с холодным фронтом и явлением выноса зимой в тылу циклонов влажного теплого воздуха.

Летом, когда вода холоднее воздуха, конвекция развита слабее, поэтому повторяемость кучевых облаков уменьшается. На побережье, наоборот, кучевая облачность наиболее часто образуется летом.

11.8. Туманы

На дальневосточных морях туманы возникают над холодными водами при устойчивом переносе воздуха из районов находящихся поблизости теплых течений, т. е. там, где велики контрасты температуры поверхностного слоя воды. Основными районами туманообразования являются юго-западная часть Берингова моря, акватории Тихого океана и Охотского моря, прилегающие к Курильским островам и Южной Камчатке, а также северная часть Японского моря [29]. Эти районы характеризуются наличием холодных течений и систематическим выходом холодных глубинных вод на поверхность, в то время как к югу от них проходит теплое течение Куросио или его ветви. Поэтому туманы над этими районами образуются во всех случаях, когда появляются устойчивые, но не сильные ветры южных румбов, и рассеиваются только после устойчивого перехода к ветрам противоположного направления. Конкретно для Берингова моря очаг зарождения туманов лежит несколько юго-восточнее п-ова Камчатка, откуда они приносятся в Беринго-во море главным образом юго-западными ветрами.

Сезоном летних адвективных туманов в Беринговом море можно считать период с мая по сентябрь. Число дней с туманами в этот период составляет 70—80 % от числа дней с этим явлением за год. Максимальная повторяемость туманов приходится на июнь—июль. Над большей частью акватории их повторяемость в этот период составляет около 40 %, к побережьям повторяемость туманов уменьшается до 10—20 % (рис. 11.18).

Режим погоды в сезон максимальной повторяемости туманов определяется тихоокеанским субтропическим антициклоном, который является наиболее развитым и устойчивым барическим образованием летнего сезона. В связи с повышением давления над океаном и понижением его над континентом преобладающими над большей частью Берингова моря становятся ветры южных румбов, повторяемость их доходит до 50—60 %. Поэтому основным летним процессом является вынос морского тропического и морского полярного воздуха, который сопровождается пасмурной погодой и частыми туманами. На открытой акватории моря повторяемость туманов довольно равномерно уменьшается с юга на север. На побережье также повторяемость туманов уменьшается с юга на север, но не столь равномерно (табл. 11.21).

Чаще всего закрываются туманом далеко вдающиеся в море гористые мысы. Участки побережья, лежащие к северу от них, при южных ветрах часто остаются свободными от туманов. Этим можно объяснить и уменьшение повторяемости туманов в летний период севернее п-ова Аляска (см. рис. 11.18). Вообще на побережье из-за описанных выше причин вероятность туманов на двух рядом расположенных пунктах может быть различной. Вдоль открытых участков побережья повторяемость туманов, как правило, выше, чем в защищенных бухтах и заливах. Примером тому может служить ст. Мыс Африка, где среднее число дней с туманом летом составляет 15—16, и ст. Оссора, где число дней с туманом в этот период не превышает 5. Также и на восточном побережье туманы редки в бухтах Нуначак и Св. Михаил и часты густые туманы на ст. Акулурак [18].

Повторяемость туманов резко падает от августа к сентябрю по всей акватории моря и на прибрежных станциях. Осенью над теплым океаном создаются условия для углубления алеутской депрессии. Над материком вследствие его охлаждения начинает формироваться область высокого давления. Такое распределение давления обусловливает воздушные потоки, направленные с суши на море. В северной части моря начинают преобладать в этот сезон ветры северных румбов, повторяемость которых колеблется около 50 %. В южных районах Берингова моря ветровой режим неустойчив, лишь на Алеутских островах отмечается преобладание ветров двух противоположных направлений: северо-западного и юго-восточного. Переход к осенним процессам сопровождается и увеличением скорости ветра. Кроме того, резкое уменьшение повторяемости туманов в сентябре обусловлено значительным

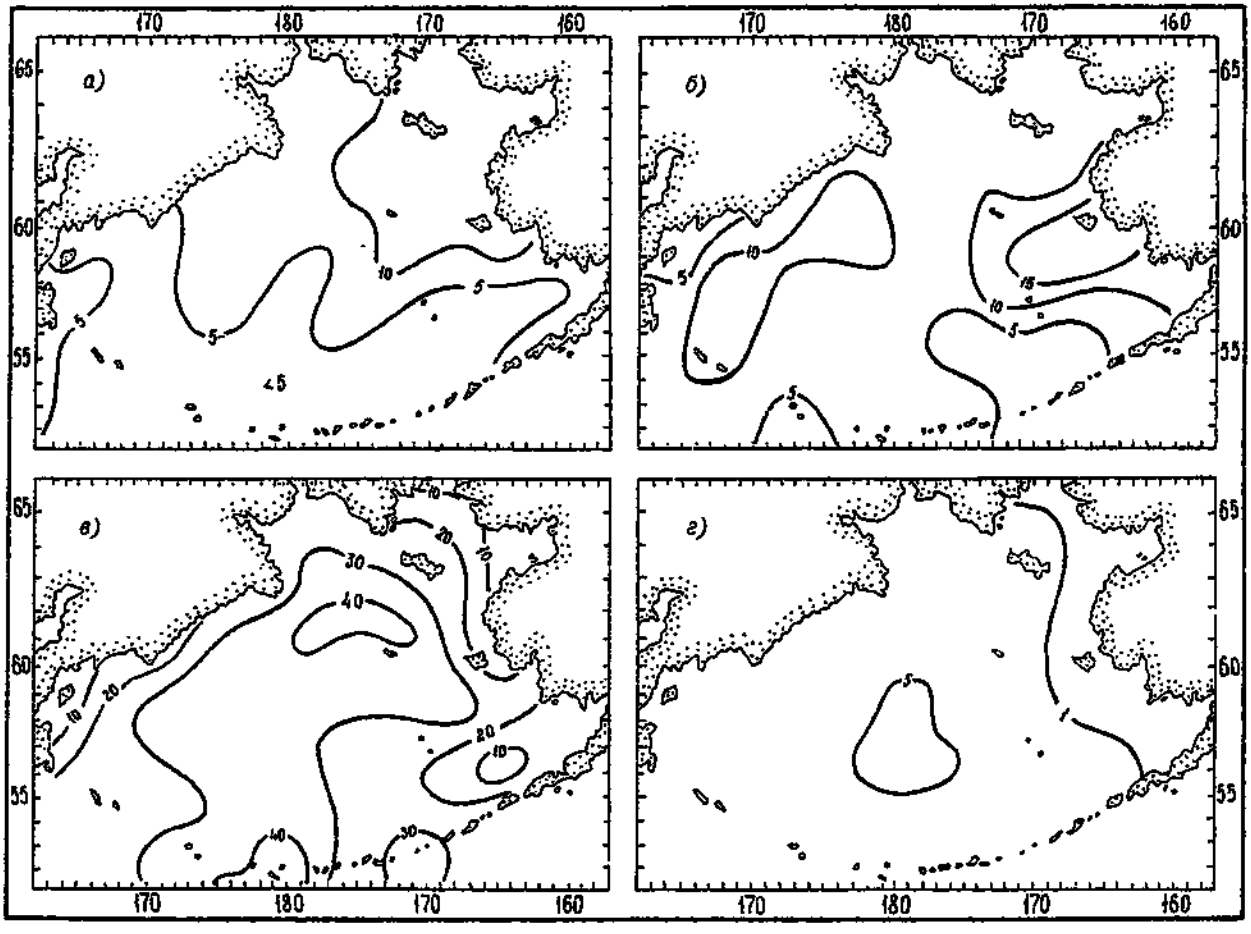


Рис. 11.18. Повторяемость (%) туманов в январе (*а*), апреле (*б*), июле (*в*) и октябре (*г*).

Таблица 11.21

Среднее число дней с туманом

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Восточное побережье [18]													
Уэлен	4	4	5	6	8	14	16	14	10	4	2	2	89
о. Ратманова	3	3	1	2	9	13	17	14	8	2	1	2	75
зал. Лаврентия	4	3	5	7	5	11	14	13	6	5	2	4	79
м. Чаплина	1	2	2	3	8	17	23	17	10	5	2	1	91
зал. Креста	2	1	2	3	3	12	8	3	1	1	0,8	1	38
Уэлькаль	1	2	1	6	9	18	15	10	6	2	2	7	70
Ном	1	2	4,4	1	1	5	2	1	0,4	0,2	1	4	19
Западное побережье [36]													
Апука	0	0,1	0,2	1	4	6	7	6	3	0,4	0,4	0,2	28
Топата-Олюторская	0,4	0,1	0,3	1	2	7	9	5	2	0,6	0,1	0,5	28
Корф	0,3	0,1	0,3	0,7	3	3	3	3	1	0,5	0,1	0,3	15
Оссора	1	2	2	2	4	5	5	2	1	0,4	1	1	26
о. Карагинский	0,5	0,7	0,9	2	4	5	4	3	1	0,4	0,4	0,5	22
Мыс Озерной	0,7	1	1	3	6	7	6	4	2	0,5	0,5	0,7	32
Мыс Африка	1	1	1	4	9	15	16	12	3	2	0,9	1	66
Никольское (о. Беринга)	0,6	0,4	0,6	2	5	11	16	12	4	0,6	0,8	0,5	54
Преображенское (о. Медный)	0,4	0,1	0,4	2	6	12	14	8	1	0,6	0,4	0,1	46

Таблица 11.22

Средняя (числитель) и наибольшая (знаменатель) продолжительность туманов (ч) [36]

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Корф	0,7 / 9	0,3 / 4	1 / 11	3 / 27	19 / 104	17 / 66	15 / 53	13 / 54	6 / 42	2 / 18	0,4 / 5	2 / 25	79 / 253
Никольское (о. Беринга)	1 / 8	0,8 / 6	3 / 31	12 / 108	24 / 70	81 / 182	138 / 278	77 / 202	22 / 113	2 / 18	3 / 20	0,6 / 5	364 / 621

прогреванием воды в Беринговом море и уменьшением разности температур вода—воздух. В результате вышеперечисленных причин повторяемость туманов осенью практически над всей акваторией моря не превышает 5 %, среднее число дней с туманом колеблется от 4 дней на юге моря до 1—2 дней на севере. Вообще с октября по март среднее число дней с туманом на побережье не превышает 3—5. Надо заметить, что зимой наблюдается некоторое увеличение повторяемости туманов в северных районах моря. Зимой в северной части моря нередки туманы парения, возникающие при холодных ветрах с берега над свободными ото льда районами. При господстве в Беринговом море области низкого давления, а над Чукоткой области высокого давления в береговой зоне создаются благоприятные условия для очень сильных стоковых ветров типа боры.

Весной туманы также сравнительно редки и непродолжительны. Заметное увеличение повторяемости туманов наблюдается от апреля к маю. Очаг максимальной повторяемости сдвинут к берегам Аляски.

Характерным для режима туманов на Беринговом море, особенно в районе Алеутских островов, является их продолжительность. Средняя продолжительность туманов за год возрастает с севера на юг от 79 ч (ст. Корф) до 364 ч (ст. Никольское) (табл. 11.22).

В отдельные годы продолжительность туманов в южной части Берингова моря может достигать за год 600 ч и более. Наиболее устойчивы туманы летом. Средняя непрерывная продолжительность туманов составила 10—12 ч, в холодное время года она уменьшается до 5—7 ч, в теплое — увеличивается до 15 ч [18]. Были зафиксированы случаи, когда наиболее устойчивые туманы летом продолжались 5 дней и более.

Суточный ход продолжительности туманов объясняется природой их возникновения. Адвективные туманы, наблюдаемые летом, наиболее устойчивы в ночные и ранние утренние часы, т. е. в момент максимального выхолаживания. Наименьшая продолжительность туманов наблюдается в дневные часы, во второй половине дня. В теплое время года наибольшая продолжительность туманов отмечается в промежутке от 0 до 6 ч, когда число часов с туманом за месяц составляет в южных районах от 25 до 40.

Во второй половине дня (12—18 ч) туманы обычно рассеиваются, а число часов с туманом за месяц в среднем уменьшается до 18.

На севере средняя продолжительность туманов во много раз меньше, а суточный ход выражен нечетко [19].

11.9. Ограниченная видимость

Изучение видимости на морских акваториях приобретает все более актуальное значение в связи с увеличением скорости движения всех видов транспортных средств на морях и широким развитием промысла. Ограниченная горизонтальная видимость (2 мили и менее), независимо от обусловливающих ее факторов, затрудняет кораблевождение, особенно в прибрежной зоне, в проливах, а также

среди льдов и может стать причиной аварии судов. Если видимость ≤ 2 миль затрудняет маневрирование судов, то видимость < 1 мили является уже опасной для мореплавания. Такие условия могут создаваться сравнительно часто в Беринговом море, где судам приходится пересекать проливы и встречаться со льдами при туманах, которые здесь очень часты, снегопадах и других метеорологических явлениях, понижающих горизонтальную видимость.

В зимний период повторяемость ограниченной видимости изменяется по акватории моря от 10 до 25 %, возрастая с юга на север (рис. 11.19).

Основной причиной ухудшения видимости в этот период года являются снегопады и метели. В связи с большой частотой и малоподвижностью циклонов над Беринговым морем эти снегопады и метели отличаются большой интенсивностью и продолжительностью. Иногда они длятся беспрерывно несколько суток. Особенно характерно ухудшение видимости из-за снегопадов и метелей для северных районов моря. Повторяемость видимости ≤ 2 миль колеблется здесь от 23—27 до 35 %. Плохая освещенность в это время года вносит свой вклад в увеличение повторяемости плохой видимости. Ухудшение видимости в северных районах моря наиболее часто связано с ветрами восточных направлений. Так, по данным [17], 50 % восточных и юго-восточных ветров сопровождаются видимостью ≤ 2 миль.

В юго-восточной части моря условия видимости в зимний период лучше, вероятность плохой видимости колеблется в пределах 10—15 %. Ухудшение видимости в этой части моря в основном связано с туманами, которые здесь образуются при выносе с Тихого океана теплого и влажного воздуха южными циклонами.

Повторяемость ограниченной видимости от зимы к весне меняется мало (см. рис. 11.19). В северных районах условия видимости весной несколько улучшаются. В период с марта по апрель—май циклоническая погода все чаще сменяется непродолжительными антициклоническими вторжениями. Постепенно уменьшается повторяемость осадков, туманы уже сравнительно редки и непродолжительны. Также в этот период года улучшаются условия освещенности.

В южной части моря условия плохой видимости по сравнению с зимним периодом существенно не изменяются. Основные факторы, вызывающие ухудшение видимости, остаются те же. В северных районах большая часть случаев с плохой видимостью обусловлена снегопадами и метелями. В южных районах моря видимость ≤ 2 миль связана с туманами и дождями.

Летом происходит ослабление циклонической деятельности. Циклоны наблюдаются все реже, они обычно невелики по размерам и неглубоки. В этот период над Беринговым морем располагается гребень обширного и малоподвижного антициклона и антициклоническая циркуляция является в этот период года преобладающей. Процессы летнего антициклогенеза в значительной степени определя-

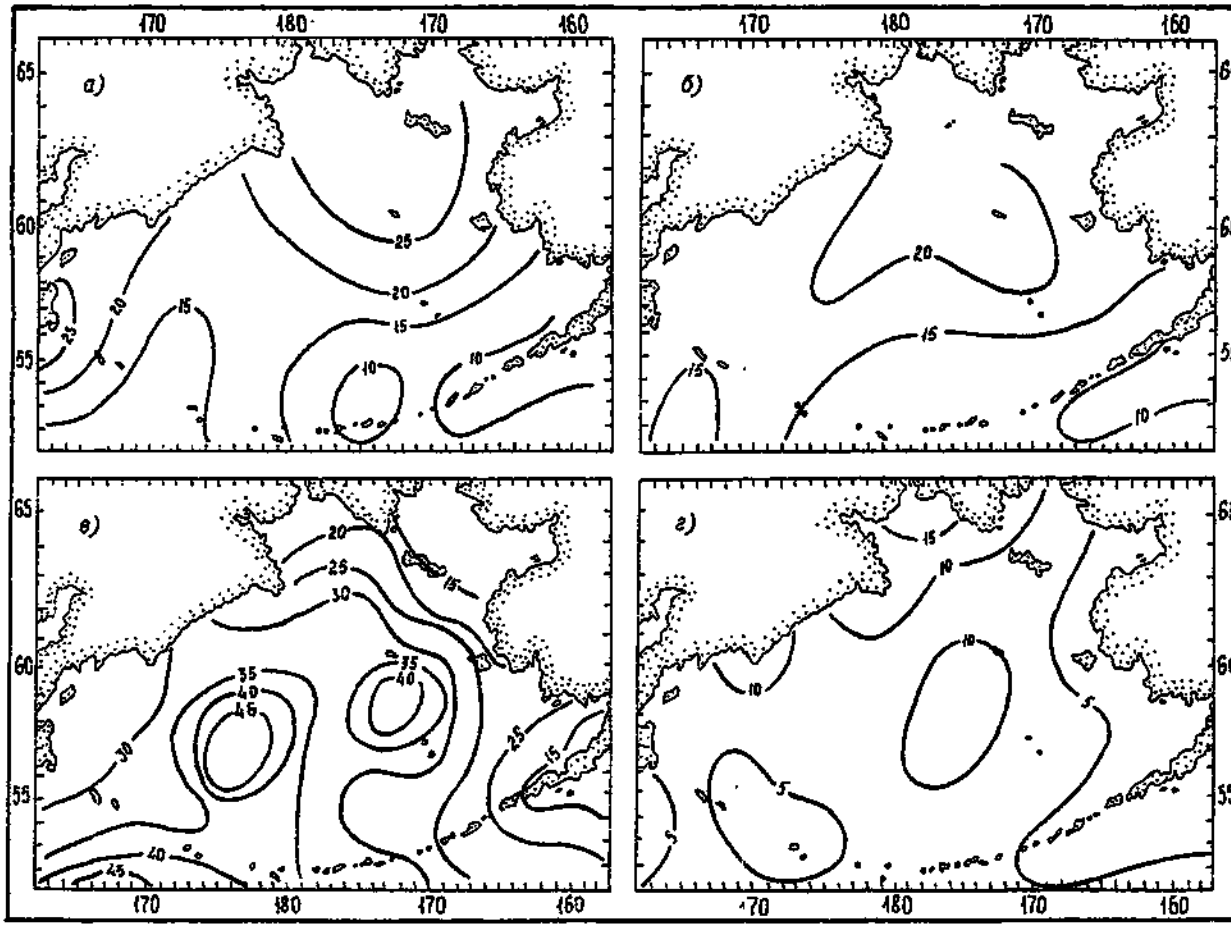


Рис. 11.19. Повторяемость (%) видимости 2 мили и менее в январе (*а*), апреле (*б*), июле (*в*) и октябре (*г*).

ют ход синоптических процессов и характер погодных условий.

Вследствие того что поверхность моря в начале лета остается еще холодной, приводный слой воздуха быстро приобретает устойчивую стратификацию и увлажняется. Поэтому здесь господствует погода с низкой слоистой облачностью, туманами и моросью. Так как антициклоны в это время года над северо-западной частью Тихого океана малоподвижны, то и периоды с туманами и моросящими осадками бывают продолжительными. В результате преобладания указанных погодных условий с июля по август включительно повторяемость ограниченной видимости достигает своего максимума. Основной причиной ухудшения видимости в этот период являются туманы, в меньшей степени на видимость влияют осадки. Понижение видимости в различных частях моря и на различных участках побережья почти полностью определяется повторяемостью туманов. В южной и центральной частях моря, в районе Алеутских островов, где туманы и моросящие осадки имеют наибольшую повторяемость, вероятность плохой видимости доходит в отдельных районах до 40—45 % (см. рис. 11.19). В северных районах моря условия видимости в летние месяцы несколько лучше. Повторяемость видимости ≤ 2 миль не превышает 15—20 %. Ухудшение видимости в этот период в северных районах связано в основном с юго-западными ветрами, а в южных районах — с юго-восточными ветрами.

С наступлением осени устанавливаются наиболее благоприятные условия для хорошей видимости. Уже в сентябре циклоническая деятельность активизируется, направление ветра вновь становится неустойчивым и туманы наблюдаются реже. Самая лучшая видимость имеет место в октябре. В этот месяц повторяемость плохой видимости не превышает на большей части моря 5—10 %. Только на чукотском побережье Берингова моря из-за частых туманов и снегопадов условия видимости хуже (см. рис. 11.19). В последующие месяцы наблюдается увеличение повторяемости видимости ≤ 2 миль по всей акватории моря. Особенно заметно ухудшаются условия видимости в северной части моря. Уже в ноябре повторяемость плохой видимости превышает 20 %. Это связано с установлением зимних условий погоды и с уменьшением освещенности.

К сожалению, вышеприведенные результаты анализа пространственно-временного распределения ограниченной видимости по акватории Берингова моря невозможно подкрепить последними данными прибрежных станций из-за их отсутствия.

Заключение к ч. II

Географическое положение Берингова моря на границе Азиатского континента и Тихого океана является основным фактором, формирующим его климат. Взаимодействие континента и океана отчетливо проявляется в сезонных изменениях структуры барического поля тропосферы над Дальним Востоком. Эта сезонность нашла отражение и в ходе основных метеорологических параметров, примером может служить четко выраженный муссонный тип ветра. Зимой преобладают ветры северных румбов, летом — южных и юго-западных.

Расчлененность и сопредельность с Арктическим бассейном на севере и Тихим океаном на юге создают своеобразие климатических условий над северной и южной акваториями моря. В северной части они резко сдвигаются в сторону континентальности и как следствие этого отмечается суровый ледовый режим. В южной части, напротив, явно преобладает влияние Тихого океана и климат здесь значительно мягче.

Режимная информация, приведенная в данной работе, поможет правильно оценить степень влияния основных метеорологических величин, что окажет большую помощь при планировании маршрутов перевозок, районов и сроков промысла.

Знание и правильный учет метеорологических условий в сочетании с заблаговременно проведенными оценками максимально возможных значений различных метеорологических параметров и явлений дает возможность принять необходимые меры с целью обеспечения безопасности мореплавания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К Ч. II

1. Агаркова А. Т. Выход южных циклонов к районам Камчатки в холодное время года // Труды ДВНИГМИ. — 1960. — Вып. 10. — С. 68—92.

2. Белязо В. А. Внутригодовая повторяемость форм атмосферной циркуляции и изменение среднемесячного давления по фазам 22-летних циклов // Труды ААНИИ. — 1972. — Т. 313. — С. 209—224.

3. Ботьянов В. Е. Расчетные скорости ветра в прибрежной зоне Камчатки // Вопросы географии Камчатки. — 1982. — Вып. 8. — С. 52—55.

4. Ботьянов В. Е. Атлас типовых полей ветра и ветрового волнения шельфовой зоны Камчатки. — Обнинск: ИЦ ВНИИГМИ—МЦД, Петропавловск-Камчатский, 1987. — 198 с.

5. Ветер и волны в океанах и морях. Справочные данные / Под ред. И. Н. Давидана, Л. И. Лопатухина, В. А. Рожкова. — Л.: Транспорт, 1976. — 359 с.

6. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных прогнозов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 488 с.

7. Головин Г. Н. Исследование сезонного хода температуры воды и воздуха в открытом море // Труды НИИАК. — 1957. — Вып. 1. — 116 с.

8. Головин Г. Н. К вопросу о сезонных и межгодовых колебаний местоположения центра алеутской депрессии // Труды НИИАК. — 1967. — Вып. 45. — С. 64—71.

9. Гоптарев Н. П. Некоторые результаты градиентных исследований в районе Нефтяные Камни // Труды ГОИН. — 1957. — Вып. 36. — С. 128—202.

10. Домбковская Е. П., Верхолатов В. И. Температурный режим воздушных масс над северной частью Берингова моря в зимнее время. По материалам советско-американского эксперимента „Беринг" // Метеорология и гидрология. — 1975. — № 10. — С. 27—34.

11. Заставенко Л. Т. Барическое поле тропосферы северного полушария // Труды НИИАК. — 1972. — Вып. 86. — 235 с.

12. Ильинский О. К. Опыт выделения форм циркуляции атмосферы на Дальнем Востоке // Труды ДВНИГМИ. — 1965. — Вып. 20. — С. 26—45.

13. Исследования в области метеорологии и гидрологии суши на Дальнем Востоке за 50 лет советской власти / АН СССР, Сибирское отд-ние, Дальневосточный филиал. — Владивосток, 1968. — 102 с.

14. Календов А. А. К вопросу о прогнозе летних адвективных туманов на дальневосточных морях // Труды ДВНИГМИ. — 1957. — Вып. 2. — С. 96—117.

15. Календов А. А. Некоторые условия осуществления цикло- и антициклональной циркуляции над Охотским морем в весенне-летний период // Труды ДВНИГМИ. — 1958. — вып. 6. — С. 71—103.

16. Калмыкова Н. М. О формировании сибирского антициклона // Метеорология и гидрология. — 1957. — № 4. — С. 20—24.

17. Карпова Л. А. Основные черты климата Берингова моря // Труды ВНИРО. — 1963. — Т. 48. — С. 18—25.

18. Карпова Л. А., Свинухова Р. Э. Режим циклонической деятельности над Беринговым морем // Труды ДВНИГМИ. — 1962. — Вып. 14. — С. 88—95.

19. Кондратюк В. И. Климат Камчатки. — М.: Гидрометеоиздат, 1975. — 202 с.

20. Кошинский С. Д. Режимные характеристики сильных ветров на морях Советского Союза. Ч. 2. Север Японского, Охотского и Берингова морей. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 391 с.

21. Курсанова И. А., Ромашкина Н. С. Режим и синоптические условия сильных ветров на побережье Камчатки // Труды ДВНИГМИ. — 1963. — Вып. 15. — С. 31—55.

22. Мошениченко И. Е. Очерки развития метеорологии на Дальнем Востоке. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970. — 136 с.

23. Муромцев А. М. Опыт районирования Мирового океана // Труды ГОИН. — 1948. — Вып. 10. — 112 с.

24. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Ч. 1—6. Вып. 33. — Л.: Гидрометеоиздат, 1990. — 566 с.

25. Пестерева Н. П., Хуснулина А. Ж., Ботьянов В. Е. Комплексное использование климатической информации и численных схем для целей краткосрочного прогноза полей ветра и волнения // Региональные вопросы синоптической метеорологии и климатологии / Дальневост. гос. ун-т. — Владивосток, 1990. — С. 186—202. — Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД 10.04.90, № 986 — гм 90.

26. Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972. — 394 с.

27. Простяков С. М. Типы синоптических процессов Восточной Азии. — М.: Гидрометеоиздат, 1947. — 193 с.

28. Расчет режима морского ветрового волнения // Методические указания. — М.: ГОИН, 1979. — Вып. 42. — 96 с.

29. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 3. — Л.: Гидрометеоиздат, 1965. — 212 с.

30. Сборник карт и описаний типовых атмосферных процессов, обусловливающих возникновение на акватории северной части Тихого океана опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства гидрометеорологических явлений / Под ред. К. П. Васильева. — М.: ВНИИГМИ—МЦД, 1983. — 95 с.

31. Сборник карт и описаний типовых атмосферных процессов, обусловливающих возникновение опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства гидрометеорологических явлений в Беринговом море / Под ред. К. П. Васильева. — М.: ВНИИГМИ—МЦД, 1983. — 99 с.

32. Свинухов Г. В. Синоптико-статистические методы долгосрочных прогнозов погоды на Дальнем Востоке // Труды ДВНИГМИ. — 1977. — Вып. 65. — 165 с.

33. Сонькин Л. Р. Зимние синоптические процессы района дальневосточных морей и прогнозы погоды на 3—7 дней. — Л.: Гидрометеоиздат, 1963. — 106 с.

34. Соркина А. И. Опыт климатического районирования Мирового океана по циркуляционным признакам // Труды ГОИН. — 1949. — Вып. 12 (24). — 162 с.

35. Соркина А. И. Построение карт ветровых полей для морей и океанов // Труды ГОИН. — 1960. — Вып. 50. — С. 54—144.

36. Справочник по климату СССР. Ч. I—V, вып. 27. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966. — 216 с.

37. Стремоусов Н. В. К вопросу о синоптических процессах в восточной части Азиатского материка и прилегающих морей // Журн. Геофизика. — 1935. — Т. 5, № 2/16. — С. 20—30.

38. Шарапов И. А. Режим и синоптические условия сильных ветров на Беринговом море // Региональные вопросы синоптической метеорологии и климатологии / Дальневост. гос. ун-т. — Владивосток, 1984. — Вып. 5. — С. 130—151. Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД 17.11. 1984, № 317 ГМ-Д84.

39. Шарапов И. А. Сильные ветры северо-западного побережья Берингова моря // Региональные вопросы синоптической метеорологии и климатологии / Дальневост. гос. ун-т. — Владивосток, 1982. — Вып. 5. — С. 17—30. Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД 29.11. 1982, № 171 ГМ-Д83.

40. Челпанова О. М. Годовой ход и межгодовая изменчивость давления воздуха над океанами // Труды ГГО. — 1973. — Вып. 360. — 107 с.

Часть III. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ

Процессы теплового взаимодействия поверхностных вод Берингова моря с атмосферой оказывают заметное влияние на формирование тепловой аномальности верхнего слоя вод, на интенсивность ледообразования и последующего разрушения ледяного покрова и в конечном итоге на интегральное термодинамическое состояние моря. Особенно важен учет теплового взаимодействия на границе раздела двух сред в обширной шельфовой зоне моря, где в холодный период года процессы ветрового перемешивания, конвективно-турбулентного теплообмена и радиационного выхолаживания являются доминирующими. К сожалению, до настоящего времени исследования теплового баланса поверхности Берингова моря остаются крайне малочисленными, эпизодическими и не затрагивают всех аспектов данной проблемы. Для того чтобы получить представление о работах этого направления, остановимся на их кратком обзоре.

12. Состояние изученности

Первое известное упоминание о тепловом балансе поверхности Берингова моря относится, по-видимому, к середине 50-х годов, когда М. И. Будыко [1] представил обобщенные сведения о пространственном распределении составляющих теплового баланса на поверхности Мирового океана. Однако недостаточная освещенность акватории моря исходными данными и большие пространственные масштабы осреднения, использованные в [1], дают основание рассматривать полученные количественные оценки лишь как ориентировочные. В последующие годы вопросам регионального теплообмена моря с атмосферой были посвящены работы [2—4], где приведены подробные сведения о пространственном распределении и особенностях годового хода составляющих теплового баланса, сделан вывод о связи области максимальных значений этих характеристик с особенностями гидрологического режима, получены интегральные средние годовые значения теплообмена. Определенное прикладное значение имеет работа [4], в которой исследовались особенности теплового взаимодействия поверхностных вод с атмосферой в отдельных рыбопромысловых районах и приведены сведения о влиянии радиационного и динамического факторов на формирование термических неоднородностей в деятельном слое моря. Все перечисленные исследования проводились в 1959—1964 гг. на основе упрощенных расчетных методов и с использованием ограниченных рядов наблюдений. К настоящему времени появилась возможность уточнить эти результаты как за счет увеличения объема исходных наблюдений, их систематизации, так и благодаря появлению современных методов количественной оценки теплообмена на границе раздела двух сред.

В 80-е годы исследователями из США [7, 9] и Японии [8] был осуществлен ряд специальных наблюдательных экспериментов в восточной и юго-восточной частях акватории моря, направленных на количественное описание изменчивости отдельных составляющих теплового баланса морской поверхности, включая наряду с расчетными методами непосредственные измерения этих характеристик. Так, в работе [7] на основе детальных океанографических, метеорологических и ледовых наблюдений, полученных в феврале—марте 1983 г. в рамках эксперимента MIZEX WEST, была сделана попытка оценить средний для зимнего сезона тепловой баланс верхнего слоя вод в пределах прикромочной зоны. Установлено, что суммарные потери тепла с открытой водной поверхности [−1140 МДж/(м^2 · мес)] хорошо согласуются с соответствующими результатами, полученными ранее в районе Канадской Арктики. Анализ суммарных потерь тепла поверхности Берингова моря в зимние сезоны 1973—1980 гг., проведенный в работе А. Н. Заочного в 1982 г., позволил установить значительные межгодовые колебания этой характеристики, которые оказывали определенное влияние на соответствующие изменения температуры воды в последующие летние сезоны в западных районах моря и у побережья п-ова Камчатка. Автором этого исследования сделан вывод о преобладающем вкладе явного потока тепла в результирующий теплообмен в холодные месяцы года (ноябрь, февраль). Выполненное сравнение упрощенного метода расчета турбулентных составляющих теплового баланса морской поверхности, использованного в работе А. Н. Заочного в 1982 г., с рядом других известных методов показало минимальное расхождение результатов в центральной части акватории.

Исследованию разномасштабной изменчивости составляющих теплообмена на поверхности моря в летние месяцы по материалам наблюдений НИС посвящены работы [8, 9]. Их авторами проводилось сравнение измеренных значений радиационного баланса с расчетными данными из других источников, которое показало хорошее соответствие результатов.

Все упомянутые выше исследования отличаются различной степенью детализации рассматриваемых процессов, объемом используемой информации, выбором методов расчета теплового баланса морской поверхности, часть из которых к настоящему моменту устарела. С учетом этого обстоятельства были сформулированы цели и задачи настоящей работы — на основе современных методов дать количественное описание изменчивости пространственной структуры и внутригодового хода баланса и его составляющих на поверхности моря по средним многолетним данным.

13. Использованные материалы и методы исследований

В качестве исходных данных для расчета средних многолетних значений теплового баланса использовались средние месячные значения гидрометеорологических элементов: температуры воды и воздуха, влажности, скорости ветра в приводном слое, общего количества облаков и приземного атмосферного давления, представленные ВНИИГМИ—МЦД по материалам наблюдений за 1900—1987 гг. Этот массив был дополнен информацией, полученной ДВНИГМИ в 1987—1989 гг. Средние месячные значения отдельных гидрометеорологических элементов снимались с карт в соответствующих узлах регулярной двухградусной сетки. Полученные данные использовались для расчета радиационных и турбулентных составляющих теплового баланса на свободной ото льда поверхности моря.

Количественные значения теплового баланса морской поверхности определялись из соотношения

$$B = R + QT + QLE, \tag{13.1}$$

где B — тепловой баланс поверхности моря; R — радиационный баланс; QT — турбулентный теплообмен; QLE — затраты тепла на испарение.

Радиационный баланс морской поверхности рассчитывался в соответствии с [5] как разность между поглощенной радиацией Q и эффективным излучением $E_{эф}$:

$$R = Q - E_{эф}. \tag{13.2}$$

Поглощенная радиация Q, которая зависит от полуденной высоты солнца и широты места наблюдения, прозрачности атмосферы, альбедо морской поверхности A и количества общей облачности NO, получена из соотношения

$$Q = Q_0 f(NO)(1 - A), \tag{13.3}$$

где Q_0 — суммарная радиация при безоблачном небе; $f(NO)$ — функция пропускания, учитывающая влияние общей облачности на суммарную радиацию.

Эффективное (длинноволновое) излучение $E_{эф}$ представляет собой разность между излучением поверхности моря E_w и поглощенной частью противоизлучения атмосферы E_a:

$$E_{эф} = E_w - \varepsilon E_a, \tag{13.4}$$

где ε — интегральная излучательная способность морской поверхности.

Турбулентные потоки явного QT и скрытого QLE тепла рассчитывались в узлах сетки по таблицам ГГО, входными параметрами для которых служили средние значения скорости ветра на уровне 10 м (u_0) и эффективного перепада температур $\Delta T_{эф}$, рассчитываемого из соотношения

$$\Delta T_{эф} = \Delta T_{wa} + 0{,}108\Delta E_{wa}, \tag{13.5}$$

где ΔT_{wa} — разность температур вода—воздух, °С; ΔE_{wa} — перепад влажности в приводном слое, гПа.

Использованные в настоящей работе таблицы ГГО предназначены для расчета турбулентных составляющих теплового баланса поверхности моря по осредненным исходным данным с учетом повторяемости штормов. В основу вычислений были положены алгоритмы, приведенные в [6]:

$$QT = (112 - 0{,}4\bar{t})\,\{[1 - q(u \geq 17)] \times \bar{u}_0 C_\theta(\bar{u}_0, \Delta T_{эф}) + A(\bar{u})\}\,(\bar{t}_0 - \bar{t}); \tag{13.6}$$

$$QLE = (172 - 0{,}8\bar{t})\,\{[1 - q(u \geq 17)] \times \bar{u}_0 C_\theta(\bar{u}_0, \Delta T_{эф}) + A(\bar{u})\}\,(\bar{e}_0 - \bar{e}). \tag{13.7}$$

Поправка на штормовые условия определялась как

$$A(u) = 19q(u = 17...21)C_0'[(u = 17...21), \bar{u}] + 22{,}5q(u = 21...24)C_\theta'\,[(u = 21...24), \bar{u}] + 27q(u = 24...30)C_0'\,[(u = 24...30), \bar{u}], \tag{13.8}$$

где $q(u \geq 17)$ — вероятность (в долях единицы) скорости штормовых ветров, превышающей 17 м/с; $q(u = 17...21)$, $q(u = 21...24)$, $q(u = 24...30)$ — частные вероятности, равные суммам вероятностей соответствующих единичных интервалов $q(u = 17...18)$, $q(u = 18...19)$, ... , $q(u = 29...30)$; $C_\theta'(u, \bar{u})$ — коэффициенты обмена в штормовых условиях; $C_\theta(\bar{u}_0, \Delta T_{эф})$ — коэффициенты обмена при отсутствии штормов.

Полученные результаты расчетов средних многолетних значений теплового баланса поверхности и его составляющих представлены в виде карт, графиков, таблиц.

Статистические оценки средних значений, стандартных отклонений, коэффициентов вариации, а также взаимных кросс-корреляций месячных полей теплового баланса рассчитывались с использованием стандартного пакета программ STATGRAF, реализованного на ЭВМ PC/AT.

14. Пространственная структура, внутри- и межгодовые колебания теплового баланса поверхности моря

Тепловой баланс морской поверхности как интегральная характеристика энергетического взаимодействия двух сред формируется за счет радиационного поступления тепла на границу раздела вода—воздух, эффективного (длинноволнового) излучения в атмосферу, а также турбулентных потоков явного и скрытого тепла. Эти составляющие испытывают значительные временные и пространственные колебания, обусловленные как сезонной изменчивостью атмосферной циркуляции, близостью Азиатского и Северо-американского континентов, так и внутригодовой трансформацией тепловой структуры поверхностных вод, связанной с особенностями распределения течений, с процессами образования и таяния льда.

Берингово море, как и другие окраинные моря Дальневосточного региона, характеризуется отрицательной годовой суммой баланса тепла на его поверхности, за исключением самых южных районов акватории, где происходит смена знака этой харак-

теристики (рис. 14.1). Летний радиационный прогрев поверхностных вод не компенсирует значительные потери тепла на эффективное излучение, испарение и конвективно-турбулентный обмен с атмосферой. Поэтому важную роль в их восполнении играет адвекция теплых тихоокеанских вод через проливы Алеутской гряды. Среднее годовое поле теплового баланса поверхности моря характеризуется преимущественно зональным его распределением: наибольшие результирующие потоки тепла в атмосферу наблюдаются в северной части моря (более −3500 МДж/м^2), уменьшаясь в южном направлении до −500 МДж/м^2 вблизи границы шельфовой зоны (рис. 14.1 *а*). Над южными глубоководными районами отмечаются небольшие отрицательные значения теплового баланса, которые сменяются слабыми положительными вблизи Алеутских островов, где в наибольшей степени сказывается влияние теплых тихоокеанских вод. Эта характеристика подвержена значительным межгодовым колебаниям, которые проявляются в виде нарушений преимущественно зонального пространственного климатического распределения теплового баланса и его составляющих, сдвиге сроков начала весенне-летнего прогрева и осенне-зимнего охлаждения, в изменениях продолжительности холодного и теплого периодов года. В качестве основных причин межгодовых колебаний интенсивности результирующего потока тепла на границе раздела двух сред выступают преобладающий в конкретный сезон характер атмосферных процессов и изменчивость адвекции тихоокеанских вод через проливы Алеутской гряды. На рис. 14.1 *б—г* для иллюстрации межгодовой изменчивости теплового баланса поверхности моря приведены годовые суммы этой характеристики, полученные по климатическим данным, а также в 1987—1989 гг.

В рассматриваемые периоды резкие межгодовые изменения пространственной структуры теплообмена наблюдались как в западных, так и в восточных районах моря. В холодные месяцы 1987 г. над акваторией преобладали зональные атмосферные процессы. Поэтому средние годовые значения результирующих потерь тепла для западной (−1450 МДж/м^2) и восточной (−1480 МДж/м^2) частей моря мало отличались между собой, а годовые суммы теплового баланса были близки к средним годовым многолетним. В последующие два года на поверхности Берингова моря наблюдались экстремальные ситуации разного знака. Так, в 1988 г. преимущественное развитие процессов осенне-зимнего охлаждения происходило над восточными районами, тогда как над западной частью бассейна интенсивность выхолаживания поверхностных вод была заметно ниже. Этот период характеризовался общим усилением меридиональности атмосферной циркуляции над морем в целом и увеличением повторяемости холодных арктических вторжений из районов Берингова

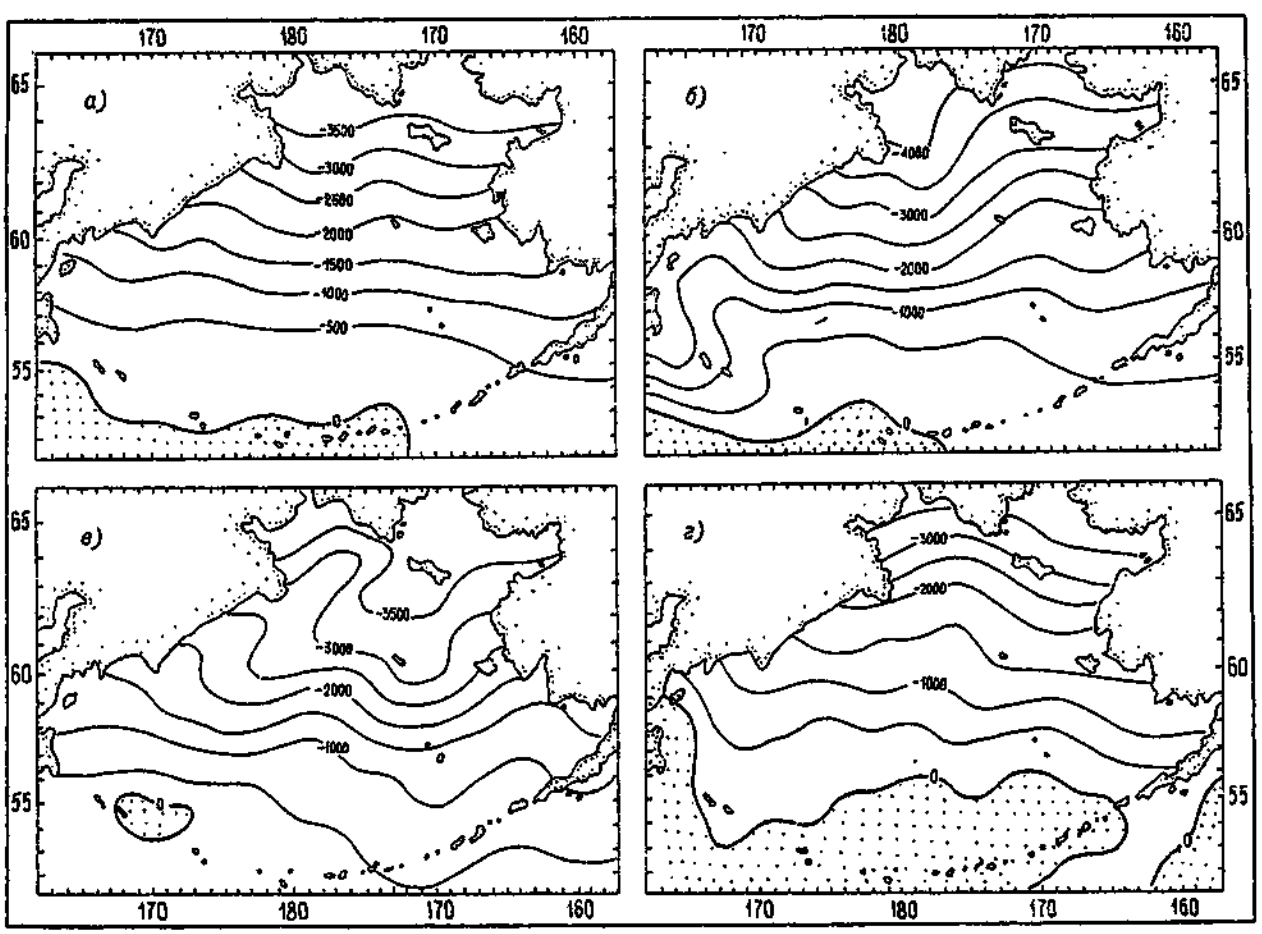


Рис. 14.1. Годовые суммы теплового баланса (МДж/м^2) поверхности Берингова моря по средним многолетним данным (*а*), в 1987 г. (*б*), в 1988 г. (*в*), в 1989 г. (*г*).

пролива и зал. Нортон. Одновременно сократились до минимума пространственные размеры области положительных значений теплового баланса. В 1988 г. достигли наибольших различий осредненные по площади результирующие потери тепла на западе (−1200 МДж/м^2) и востоке (−1860 МДж/м^2) акватории.

Интенсивное выхолаживание поверхностных вод к западу от 176° з. д. сопровождалось крайне южным смещением кромки ледяных полей (февраль—май) в этих районах. В 1989 г. на всей акватории Берингова моря наблюдалось резкое ослабление процессов теплоотдачи как в западных (−660 МДж/м^2), так и в восточных (−1100 МДж/м^2) районах, значительное расширение области положительных значений теплового баланса в южной части бассейна и отступление далеко к северу кромки ледяных полей по сравнению с предшествующим годом. Преобладающее зональное пространственное распределение теплового баланса на фоне общего уменьшения его отрицательных значений в 1989 г. наблюдалось в условиях минимальной повторяемости вторжений континентального воздуха и ослабления циклонической деятельности в холодный период года. Представленный анализ годовых сумм теплообмена позволяет получить обобщенные сведения о характере их распределения в течение календарного года. Однако эта информация не дает возможности в полной мере учесть особенности процессов осенне-зимнего охлаждения, изменения продолжительности периодов теплоотдачи, важных для исследования их межгодовых колебаний. Поэтому годовой цикл формирования баланса тепла морской поверхности должен начинаться со времени установления осенне-зимнего охлаждения и заканчиваться в период летнего прогрева.

По средним многолетним данным начальный период сезонного охлаждения поверхностных вод Берингова моря характеризуется наиболее ранней сменой знака теплового баланса в сентябре на поверхности Анадырского залива, Берингова пролива, а также заливов Нортон и Бристольского (рис. 14.2 *в*). В течение этого месяца на большей части акватории радиационное поступление тепла к морской поверхности по-прежнему превышает его затраты на испарение и турбулентный обмен с атмосферой. Характерной особенностью теплового взаимодействия на границе раздела в Беринговом море является быстрое увеличение интенсивности теплоотдачи с ростом повторяемости холодных вторжений арктических воздушных масс. Изменения теплового баланса от сентября к октябрю наиболее значительны в северной части моря (до −400 МДж/м^2), уменьшаясь до −150 МДж/м^2 на южной границе бассейна (рис. 14.3 *и, к*). В течение октября на всей акватории наблюдаются отрицательные значения теплового баланса. Активная циклоническая деятельность над Беринговым морем в октябре сопровождается вторжениями холодных масс арктического воздуха в тыловых частях циклонов на теплую подстилающую поверхность и интенсификацией теплоотдачи. Процессы вертикального перемеши-

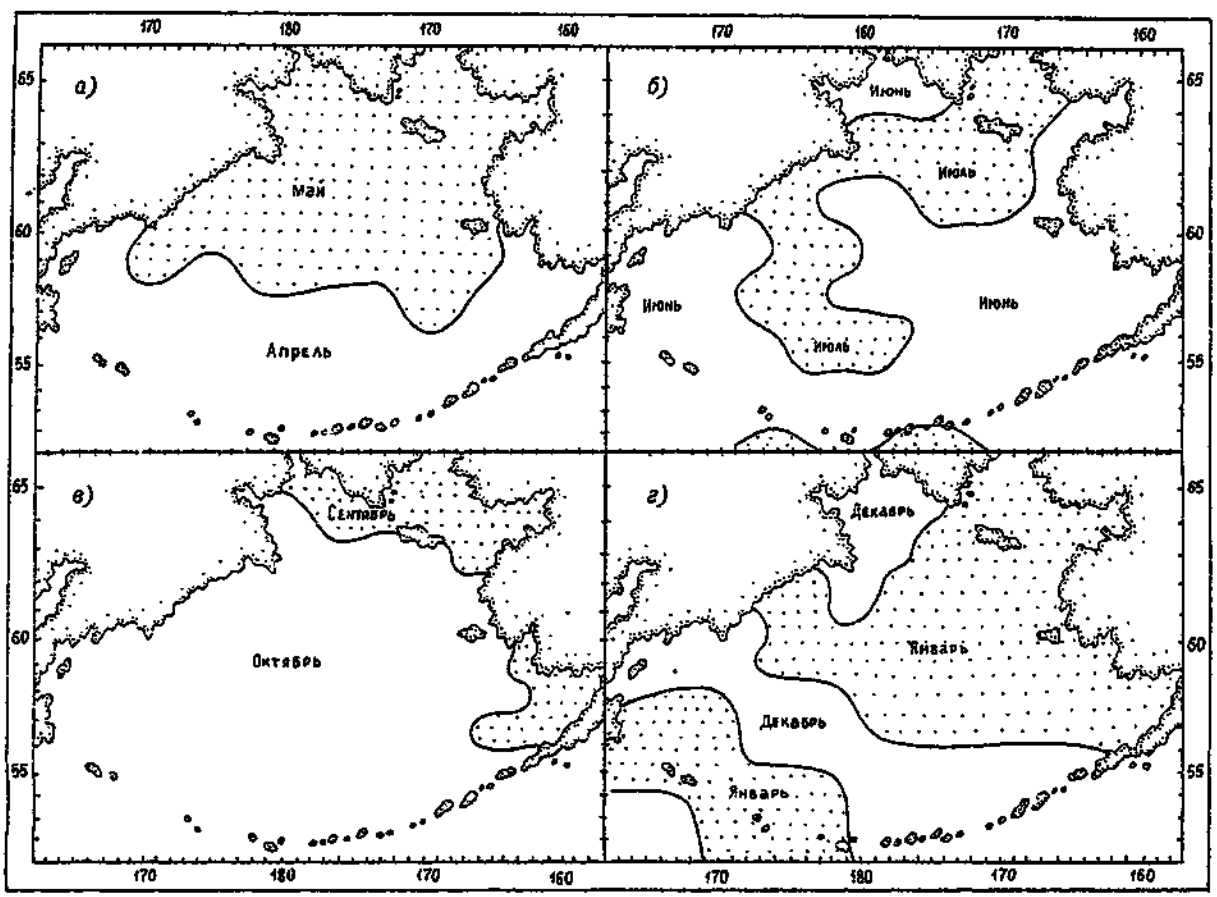
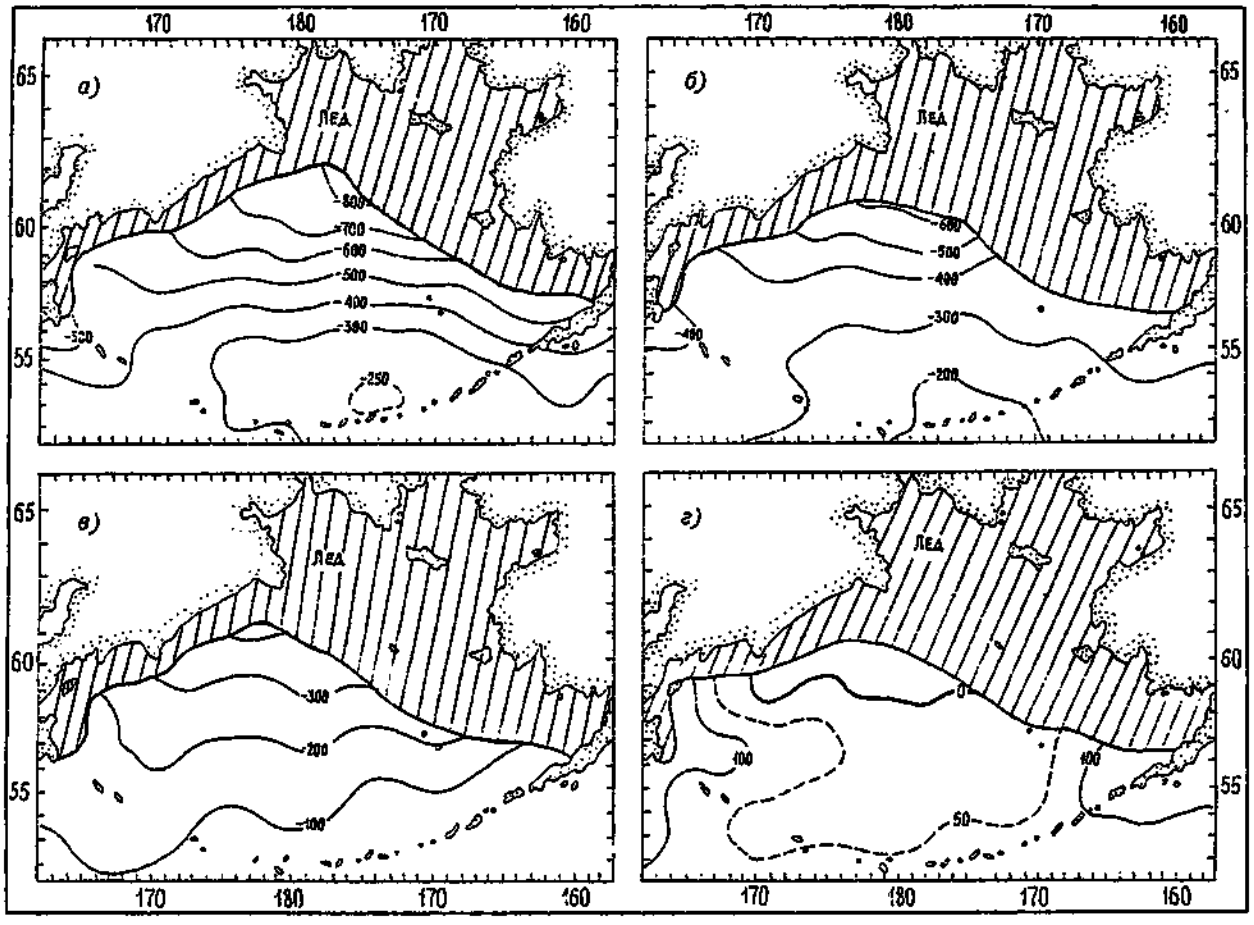
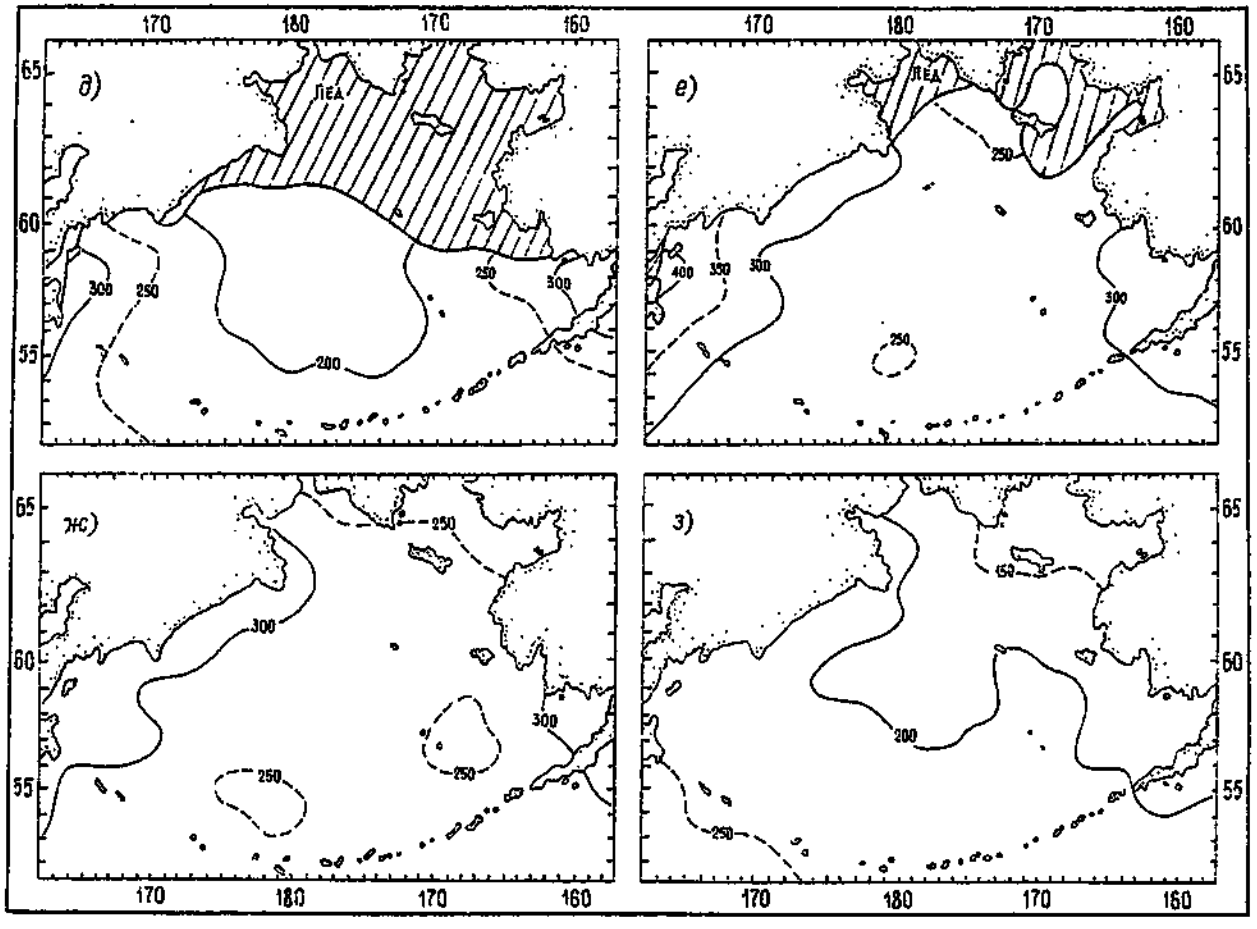


Рис. 14.2. Сроки смены знака теплового баланса весной (*а*) и осенью (*в*), а также сроки установления максимального прогрева (*б*) и охлаждения (*г*) на поверхности Берингова моря.


а)
б)
в)
г)
Лена
170
180
170
160
65
60
55
-800
-700
-600
-500
-400
-300
-250
-200
-100
0
100
50


д)
е)
ж)
з)
Лена
170
180
170
160
65
60
55
300
250
200
400
350
150

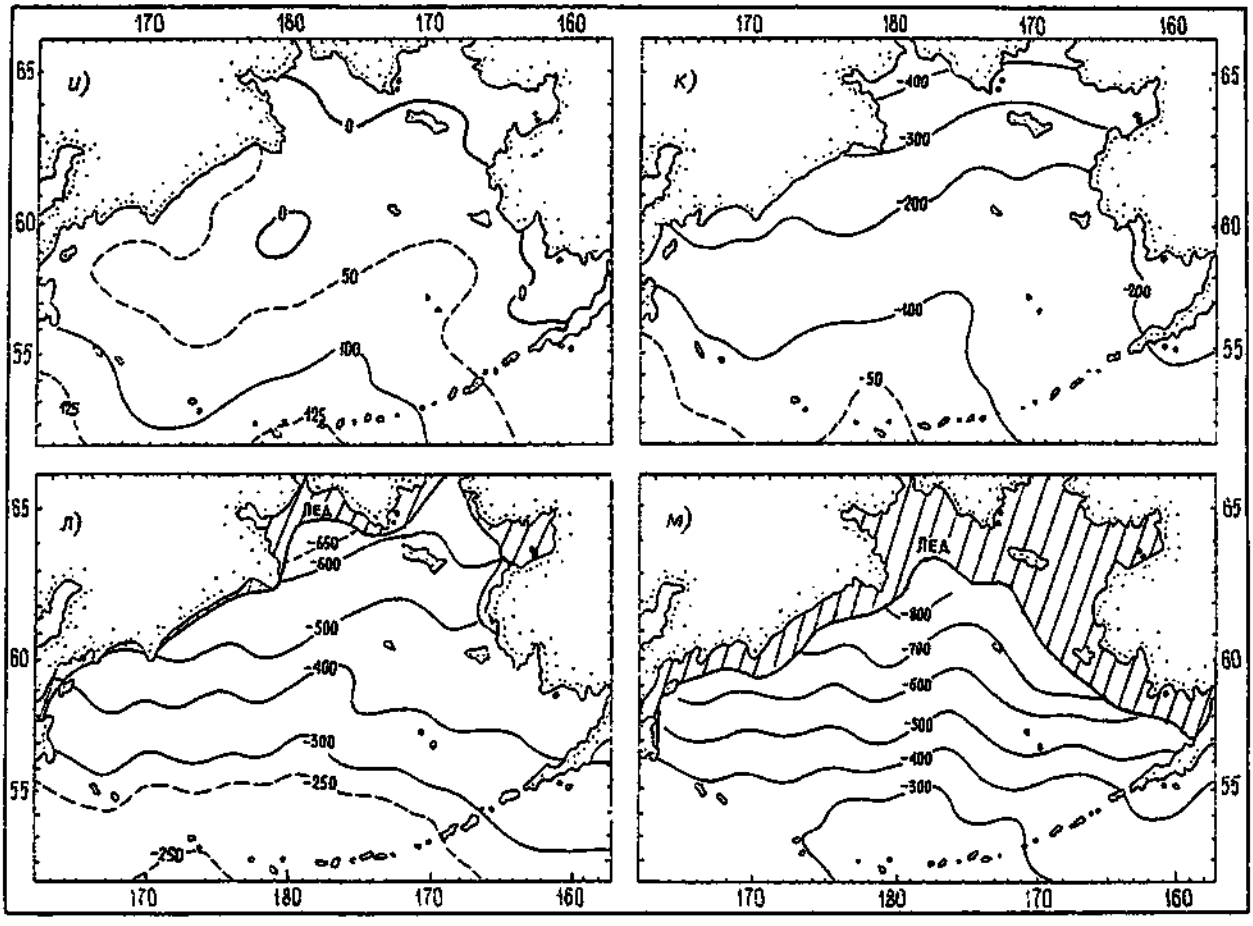


Рис. 14.3. Месячные суммы теплового баланса поверхности Берингова моря (МДж/м^2) по средним многолетним данным. *а—м* — соответственно январь—декабрь.

вания и охлаждения вод в пределах мелководной шельфовой зоны моря создают благоприятные условия для ледообразования и установления на северной границе моря в ноябре устойчивых ледяных полей (рис. 14.3 *л*). В прикромочных районах формируются очаги максимальных теплопотерь. Интенсивность выхолаживания поверхностных вод здесь с ноября по январь возрастает от −650 до −800 МДж/м^2, способствуя активному ледообразованию и смещению кромки ледяных полей в южном направлении (рис. 14.3 *а, л, м*). В отличие от процессов теплового взаимодействия океан—атмосфера умеренных широт, исследуемая акватория характеризуется высокими значениями эффективного излучения, которые в холодный период превышают радиационный прогрев морской поверхности и, наряду с турбулентными потоками явного и скрытого тепла, способствуют интенсивному охлаждению поверхностного слоя вод. Перемещаясь над ледяным покровом, холодные и сухие воздушные массы мало трансформируют свою структуру. Однако при последующем свале на более теплую подстилающую поверхность прикромочной зоны происходит их быстрое насыщение теплом и влагой вследствие интенсификации теплоотдачи. За пределами прикромочной зоны результирующие потоки тепла в атмосферу ослабевают, так как в южные районы моря поступает уже трансформированный воздух. По интенсивности теплопотерь для поверхности моря в целом наиболее холодными месяцами года являются декабрь (−580 МДж/м^2) и январь (−530 МДж/м^2). Несмотря на то что в рассматриваемые месяцы в прикромочной зоне результирующий поток тепла в атмосферу остается постоянным и составляет −800 МДж/м^2, от декабря к январю увеличиваются горизонтальные градиенты в распределении теплового баланса вследствие расширения области минимальных теплопотерь, расположенной в южной части акватории (рис. 14.3 *а*). В течение февраля—марта интенсивность охлаждения поверхностных вод быстро ослабевает при одновременном сокращении пространственных размеров очага максимальных потерь тепла, и уже в апреле на большей части акватории к югу от 60° с. ш. происходит смена знака теплового баланса (рис. 14.3 *г*). В апреле наиболее интенсивный прогрев поверхностных вод (свыше 100 МДж/м^2) наблюдается в областях, примыкающих к восточному побережью Камчатки, и в Бристольском заливе. Эта тенденция сохраняется и в последующие месяцы теплого периода года с мая по июль (рис. 14.3 *б, е, ж*). Для моря в целом летний максимум теплового баланса поверхности приходится на июнь и составляет 310 МДж/м^2. Однако в его пространственном распределении имеется ряд особенностей: более интенсивный прогрев западных районов моря с максимумом (400 МДж/м^2) в Карагинском заливе по сравнению с восточными районами и задержка в наступлении сроков максимального прогрева (июль) над отдельной узкой областью распространения холодных вод из района Берингo-

ва пролива к восточному побережью Камчатки и далее в юго-восточном направлении (рис. 14.2 *б*, 14.3 *е*). От июля к августу на акватории Берингова моря происходит перестройка пространственной структуры поля теплового баланса. Она характеризуется заметным уменьшением результирующего потока тепла над шельфовой зоной (менее 200 МДж/м^2) вследствие сезонного ослабления солнечной радиации и интенсификации турбулентной теплоотдачи (рис. 14.3 *ж*, *з*).

По сравнению с другими окраинными морями Дальневосточного региона в годовом ходе теплового баланса Берингова моря отчетливо выделяется увеличение размаха внутригодовых колебаний этой характеристики с одновременным ростом продолжительности холодного периода с юга на север. На рис. 14.4 *в* качестве иллюстрации приведено распределение средних широтных значений теплового баланса в течение года на акватории Берингова моря. В его южной глубоководной части, расположенной к югу от 57° с. ш., средняя продолжительность холодного и теплого периодов одинаковая и составляет 6 мес. Размах внутригодовых колебаний теплового баланса изменяется от 650 МДж/м^2 у побережья Алеутских островов до 750 МДж/м^2 вблизи южной границы шельфовой зоны. В расположенных к северу мелководных районах продолжительность теплого периода года уменьшается до 4—5 мес при возрастании размаха внутригодовых колебаний теплового баланса до 1100 МДж/м^2.

Таким образом, шельфовая зона моря по интенсивности теплопотерь в холодный период и по максимальной его продолжительности является наиболее энергоактивной в сравнении с другими районами акватории. Представленные выше общие закономерности пространственно-временной структуры теплового баланса как интегральной характеристики энергообмена моря с атмосферой формируются в зависимости от сезона за счет определяющего вклада тех или иных составляющих. Поэтому прежде, чем перейти к анализу взаимосвязи месячных полей результирующего потока тепла, остановимся на разборе пространственной и временной эволюции его основных составляющих — радиационного баланса R и виртуального потока $QT + QLT$, представляющего сумму турбулентных составляющих теплового баланса морской поверхности.

Радиационный баланс поверхности моря представляет собой разность между поглощенной (коротковолновой) радиацией и эффективным (длинноволновым) излучением. В течение года он испытывает значительные колебания, размах которых изменяется по акватории в широких пределах: от 500 МДж/м^2 у восточного побережья Камчатки до 350 МДж/м^2 в районе Алеутских островов (рис. 14.5 *в*). В пространственном распределении годовых сумм радиационного баланса наблюдается хорошо выраженный широтный ход с максимумом (1800 МДж/м^2) вдоль Алеутской гряды и минимумом (600 МДж/м^2) в районах Анадырского залива, Берингова пролива и зал. Нортон (рис. 14.5 *а*). В течение сентября на всей акватории Берингова моря еще сохраняются положительные значения радиационного баланса, которые составляют 100 МДж/м^2 на его северной границе и увеличиваются до 175 МДж/м^2 у побережья Алеутских островов (рис. 14.6 *и*). В последующие месяцы с развитием зимних муссонных процессов заметно возрастает

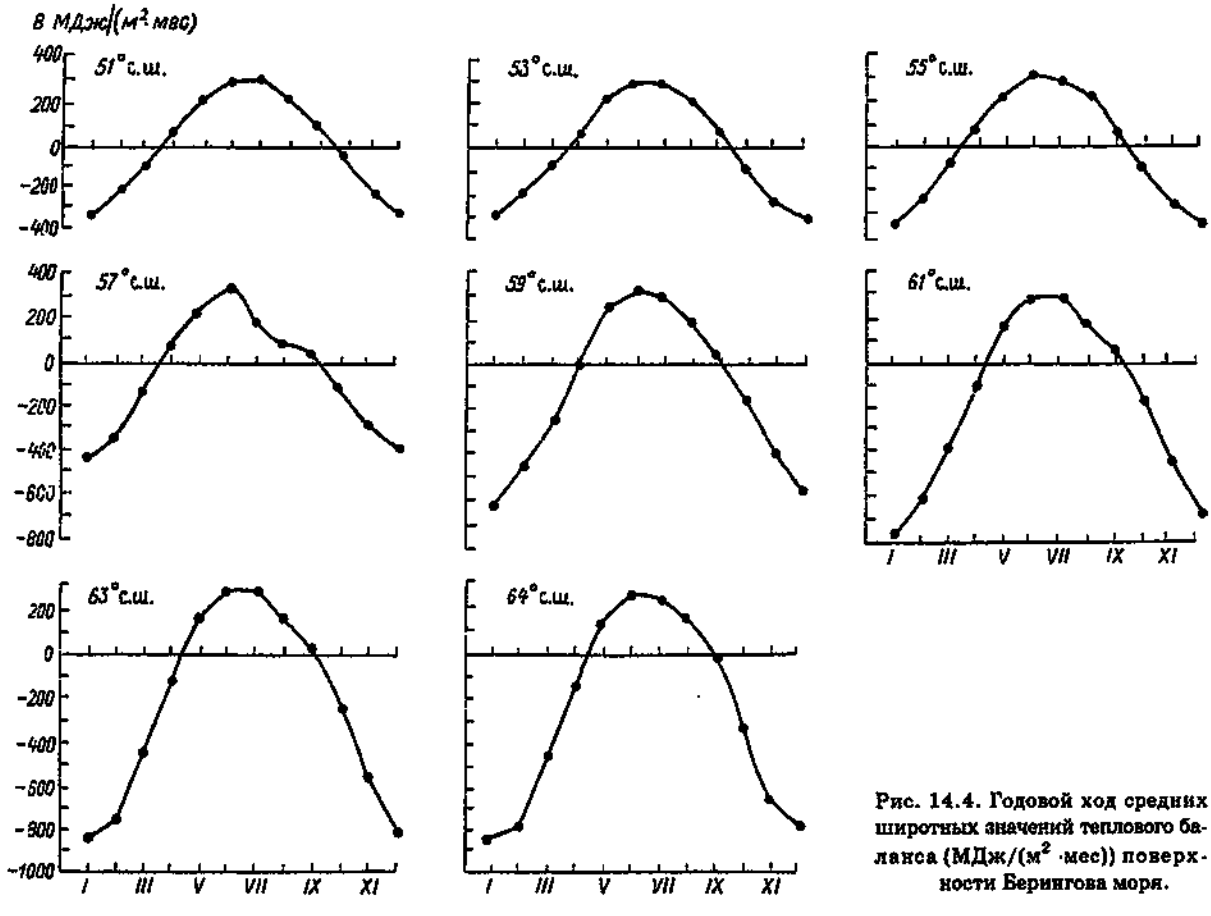


Рис. 14.4. Годовой ход средних широтных значений теплового баланса (МДж/(м^2 ·мес)) поверхности Берингова моря.

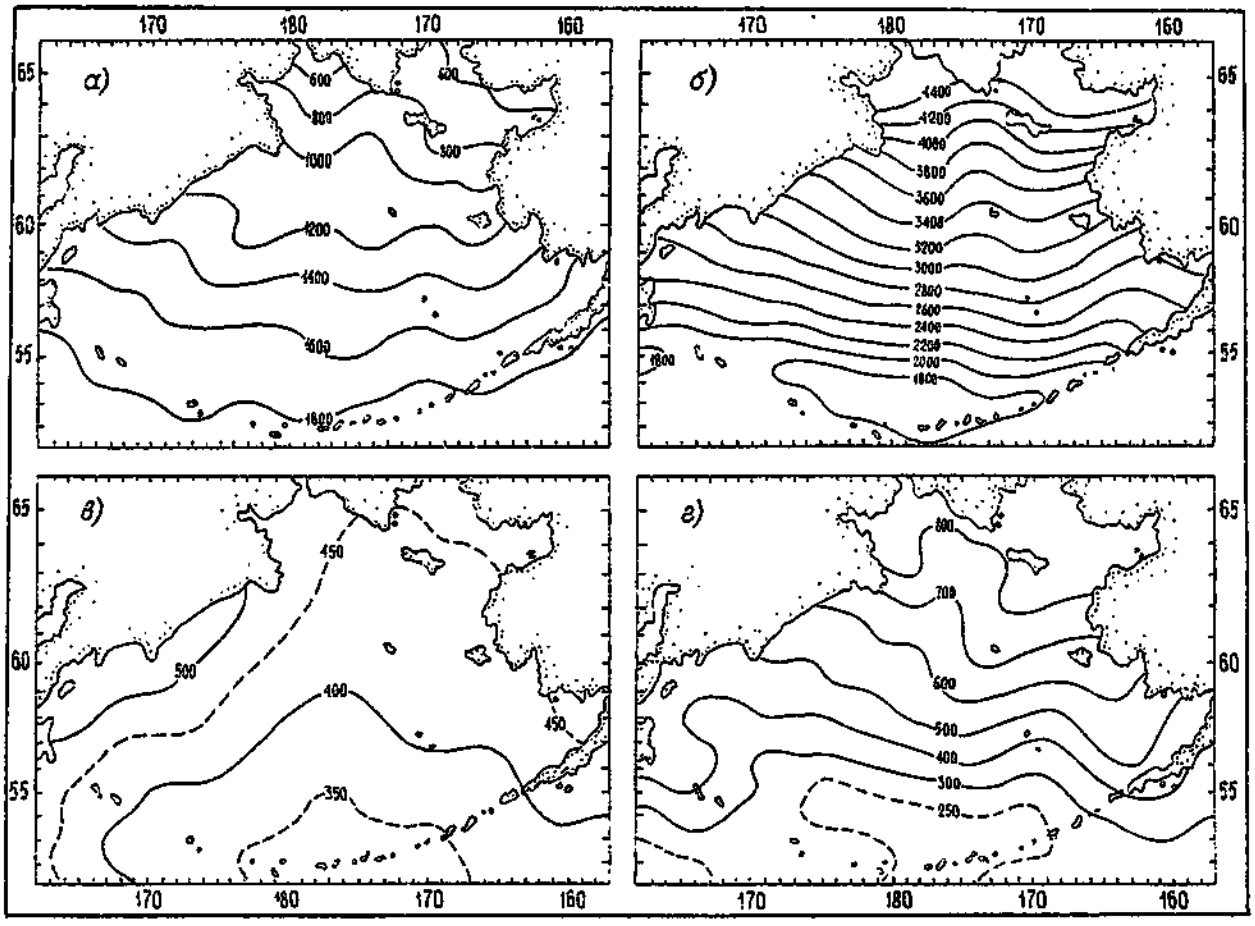
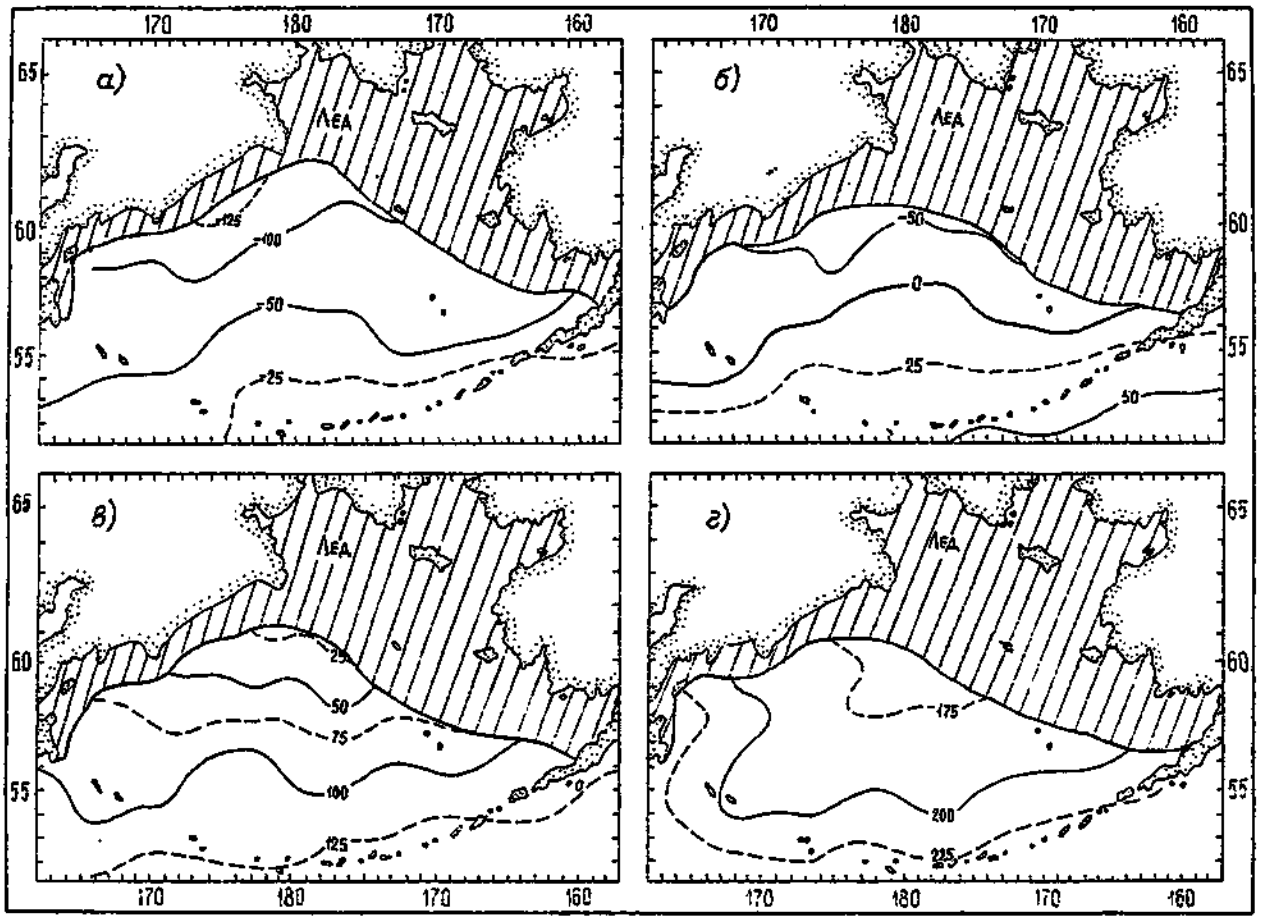


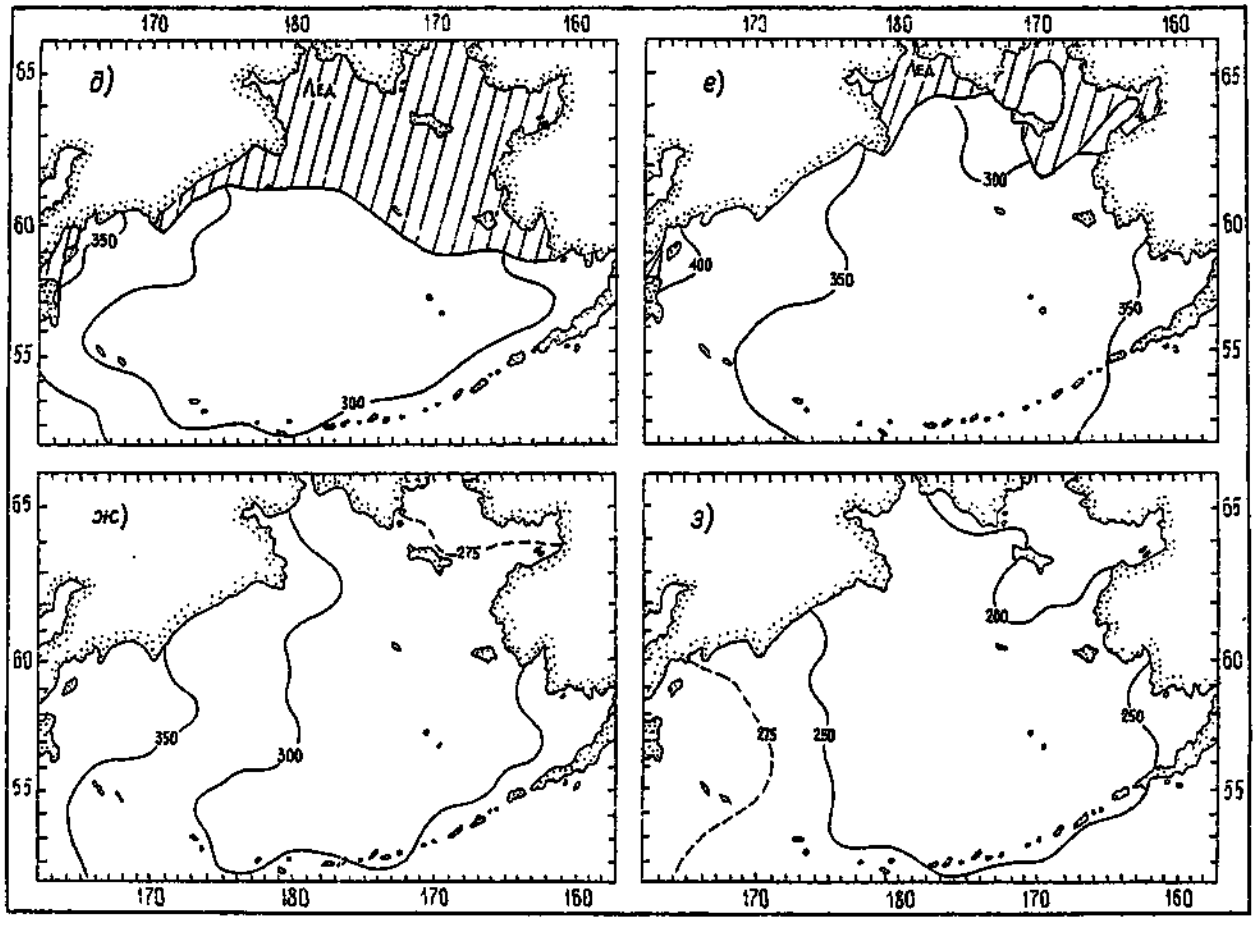
Рис. 14.5. Годовые суммы радиационного баланса (*а*) и виртуального теплообмена (*б*), амплитуды внутригодовых колебаний радиационного баланса (*в*) и виртуального теплообмена (*г*), МДж/м^2.

вклад эффективного излучения в результирующее значение на фоне сезонного ослабления поглощенной радиации. В октябре на поверхности северной части моря происходит смена знака радиационного баланса, а в течение двух последующих месяцев процессы радиационного выхолаживания поверхностных вод распространяются на всю акваторию (рис. 14.6 *к, л, м*). Максимальные отрицательные значения R в холодный период формируются вблизи западной окраины моря и достигают −125 МДж/м^2 в декабре—январе. Быстрый рост эффективного излучения происходит здесь за счет увеличения перепадов температур вода—воздух (до 20 °С и более) при натекании исключительно холодного континентального воздуха на морскую поверхность с температурой воды около 0 °С. По интенсивности радиационного выхолаживания поверхностных вод (в целом по акватории) декабрь является наиболее холодным месяцем года. Обратный процесс начинается в январе в южных и юго-восточных районах моря, и уже в феврале на значительной части акватории к югу от 57° с. ш. количество поглощенной солнечной радиации превышает потери тепла на эффективное излучение в атмосферу (рис. 14.6 *б*). В течение марта—апреля положительные значения радиационного баланса распространяются на всю акваторию (рис. 14.6 *в, г*). Весенний сезон характеризуется быстрым возрастанием интенсивности радиационного прогрева поверхностных вод в районах, прилегающих к западному и восточному побережью, тогда как в центральной и северной частях моря вследствие развития облачности наблюдается минимум значений (рис. 14.6 *г, д*). В годовом ходе радиационного баланса наибольшее поступление тепла на морскую поверхность происходит в июне и достигает 400 МДж/м^2 в Карагинском заливе (рис. 14.6 *е*). Пространственное распределение R в последующие летние месяцы (июль—август) сохраняет все основные особенности, присущие периоду весенне-летнего прогрева: наличие повышенных значений радиационного баланса вблизи западного и восточного побережья, а также распространение минимума R из районов Берингова пролива и зал. Нортон на центральную часть акватории и далее к югу вплоть до Алеутских островов (рис. 14.6 *ж, з*).

Анализ годового хода радиационного баланса на поверхности Берингова моря показывает, что наибольший размах его внутригодовых колебаний отмечается в районах, прилегающих к западному побережью, где в наибольшей степени сказывается континентальное влияние при преобладании западных потоков в атмосфере, а минимальный — на южной окраине моря, где вследствие трансформации континентальных воздушных масс и частых вторжений насыщенного влагой морского полярного воздуха это влияние ослаблено.

Виртуальный теплообмен $QT + QLE$ — наиболее изменчивая составляющая теплового баланса. Его интенсивность зависит от температуры подстилающей поверхности, скорости ветра в приводном слое,


а)
б)
в)
г)
Лед
-125
-100
-50
-25
0
25
50
75
100
125
175
200
225
170
180
160
65
60
55


д)
е)
ж)
з)
Лед
350
300
400
275
250
200
170
180
160
65
60
55

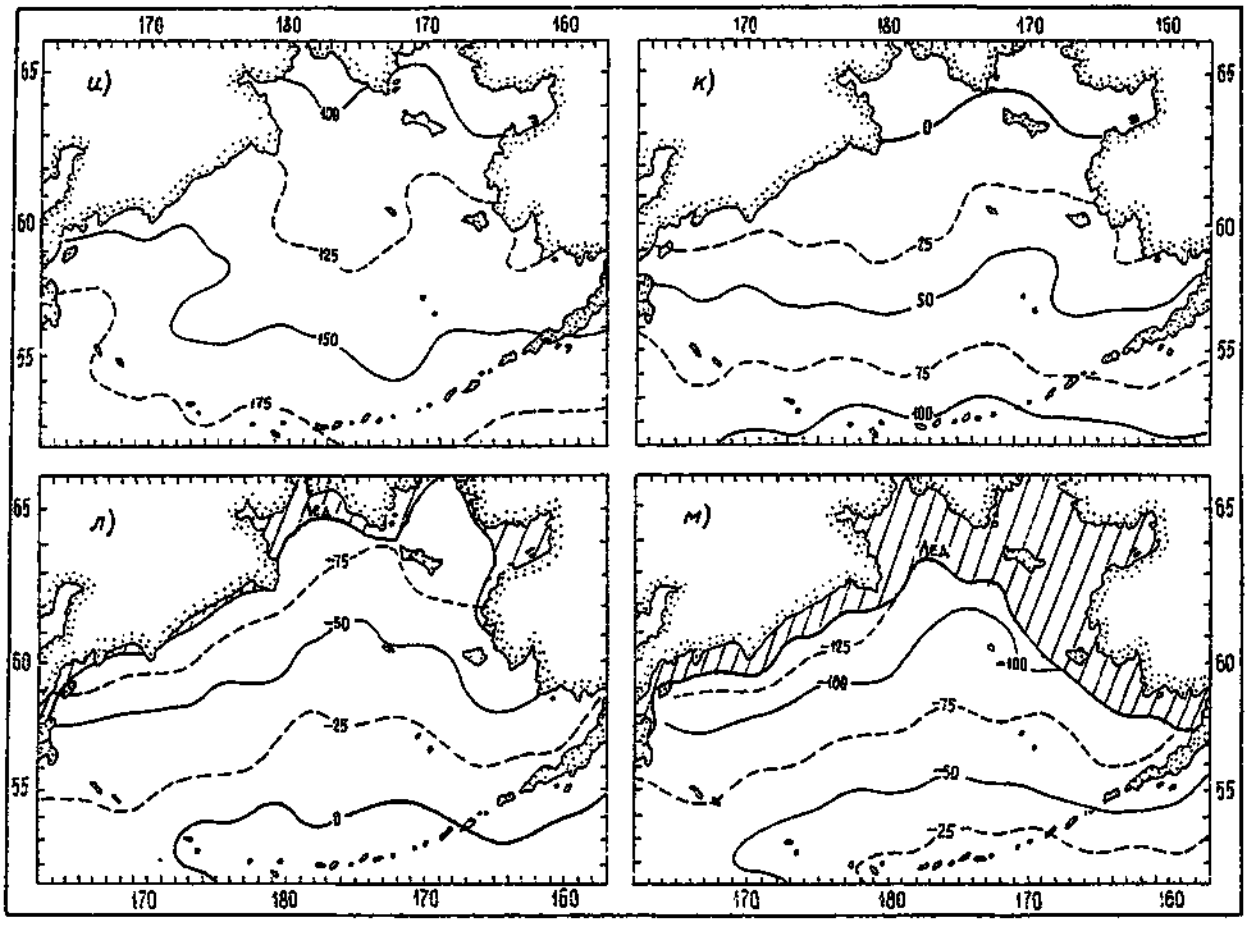
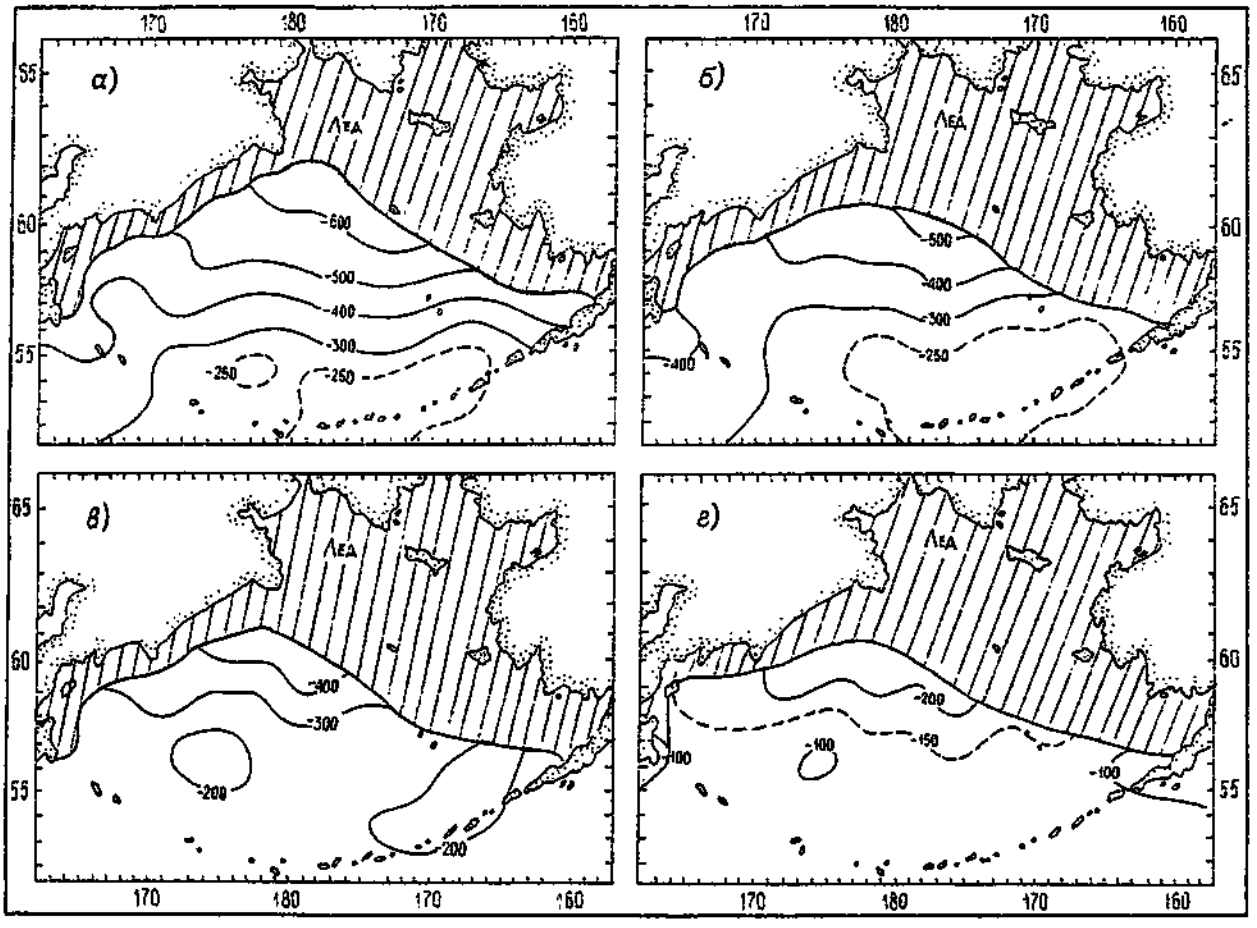
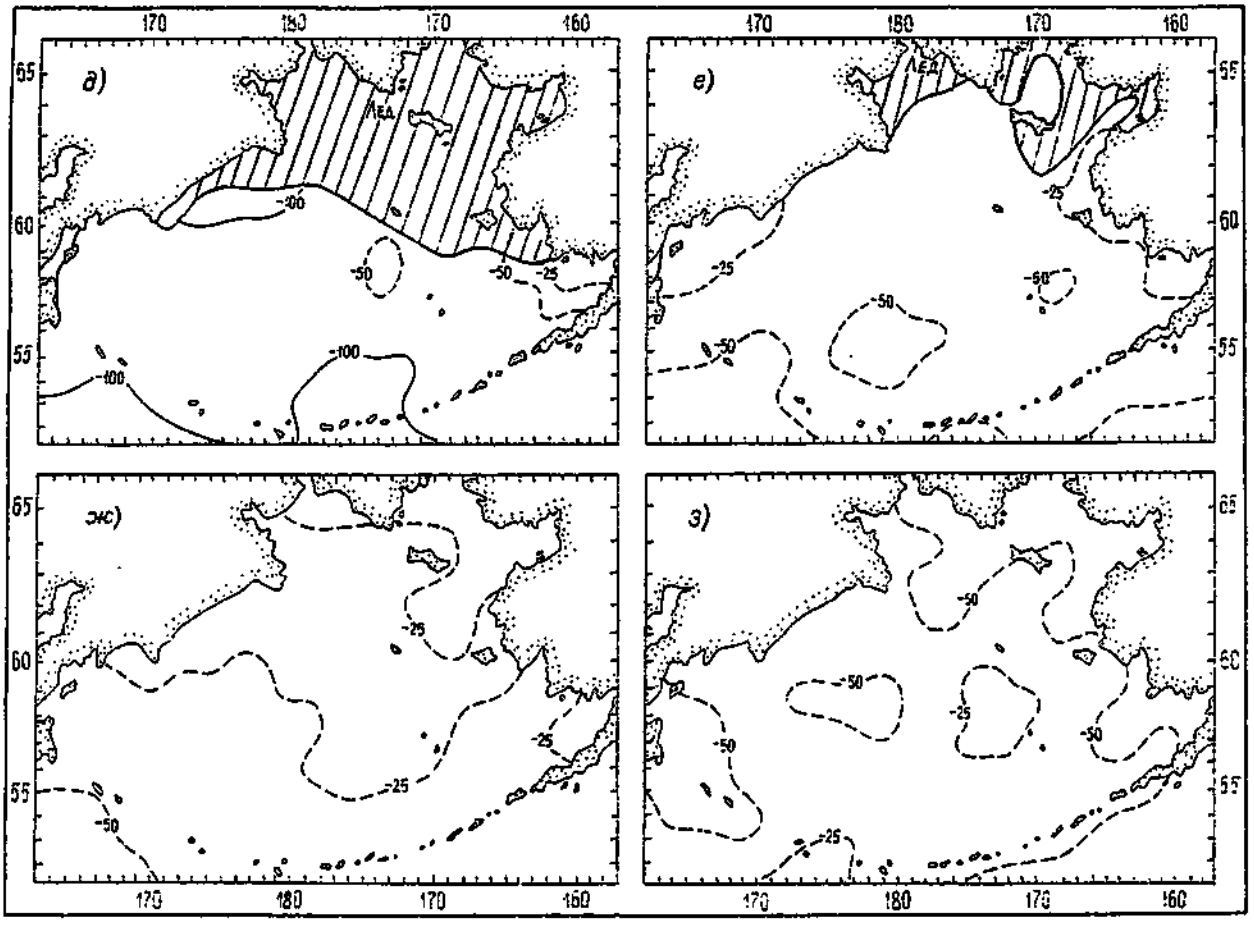


Рис. 14.6. Месячные суммы радиационного баланса поверхности Берингова моря (МДж/м^2) по средним многолетним данным.
а—м — соответственно январь—декабрь.

температуры и влажности воздушных масс, преобладающее направление переноса которых над акваторией определяется сезонными особенностями атмосферной циркуляции. В пространственном распределении годовых сумм виртуального теплообмена отчетливо выражен широтный ход с монотонным уменьшением этой характеристики от 4400 МДж/м^2 на севере моря до 1800 МДж/м^2 вблизи его южной границы (рис. 14.5 *б*). Максимальный размах внутригодовых колебаний $QT + QLE$ (800 МДж/м^2) отмечается в районах Берингова пролива, а также заливов Анадырский и Нортон, где охлаждение поверхностных вод за счет потерь тепла на турбулентный обмен с атмосферой продолжается в течение 7—8 мес. Как результат здесь, в мелководной шельфовой зоне моря, создаются наиболее благоприятные условия для раннего установления и позднего разрушения ледяного покрова (см. рис. 14.5). Между западной и восточной окраиной бассейна наблюдается асимметрия в пространственном положении изолиний максимальных амплитуд — их смещение к югу вдоль северо-американского побережья. Такой характер распределения объясняется более интенсивными процессами теплоотдачи в восточной части моря, связанными с преобладанием северо-восточных приземных ветров в период развития зональной атмосферной циркуляции в холодный период года.

В сентябре с появлением ветров северных румбов над северной частью моря и районами, прилегающими к Бристольскому заливу, происходит интенсификация потоков явного и скрытого тепла в атмосферу до −100 ... −150 МДж/м^2 (рис. 14.7 *и*). Над остальными районами акватории вследствие распространения насыщенного влагой морского воздуха ветрами южных румбов уменьшается относительный вклад затрат тепла на испарение в суммарный турбулентный теплообмен, который не превышает −50 ... −100 МДж/м^2. Сезонное охлаждение поверхностных вод в последующие месяцы характеризуется быстрым ростом турбулентной теплоотдачи в мелководных районах, расположенных на северной и восточной границах акватории (рис. 14.7 *к, л, м*). В октябре максимум $QT + QLE$ (более −300 МДж/м^2) втрое превышает соответствующее значение за предшествующий месяц. Интенсификация теплоотдачи от сентября к октябрю как в целом по акватории, так и в особенности на северной окраине моря, где эти изменения проявляются в наибольшей степени, связаана с термическим и динамическим воздействием атмосферной циркуляции на подстилающую поверхность. Это, во-первых, быстрое понижение температуры воздуха над континентами и резкое возрастание разности температур вода—воздух при его натекании на более теплую подстилающую поверхность, во-вторых, рост динамического воздействия на верхний слой вод за счет усиления приземных ветров. В ноябре отмечается формирование ледяных полей в северных районах моря и очага максимальных потерь тепла на испарение и конвективно-турбулентный теплообмен с атмосферой в прикромочной зоне, где $QT + QLE$


а)
б)
в)
г)
ЛЕД
170
180
170
160
65
60
55
600
500
400
300
250
200
150
100
50
25


д)
е)
ж)
з)
ЛЕД
170
180
170
160
65
60
55
100
50
25

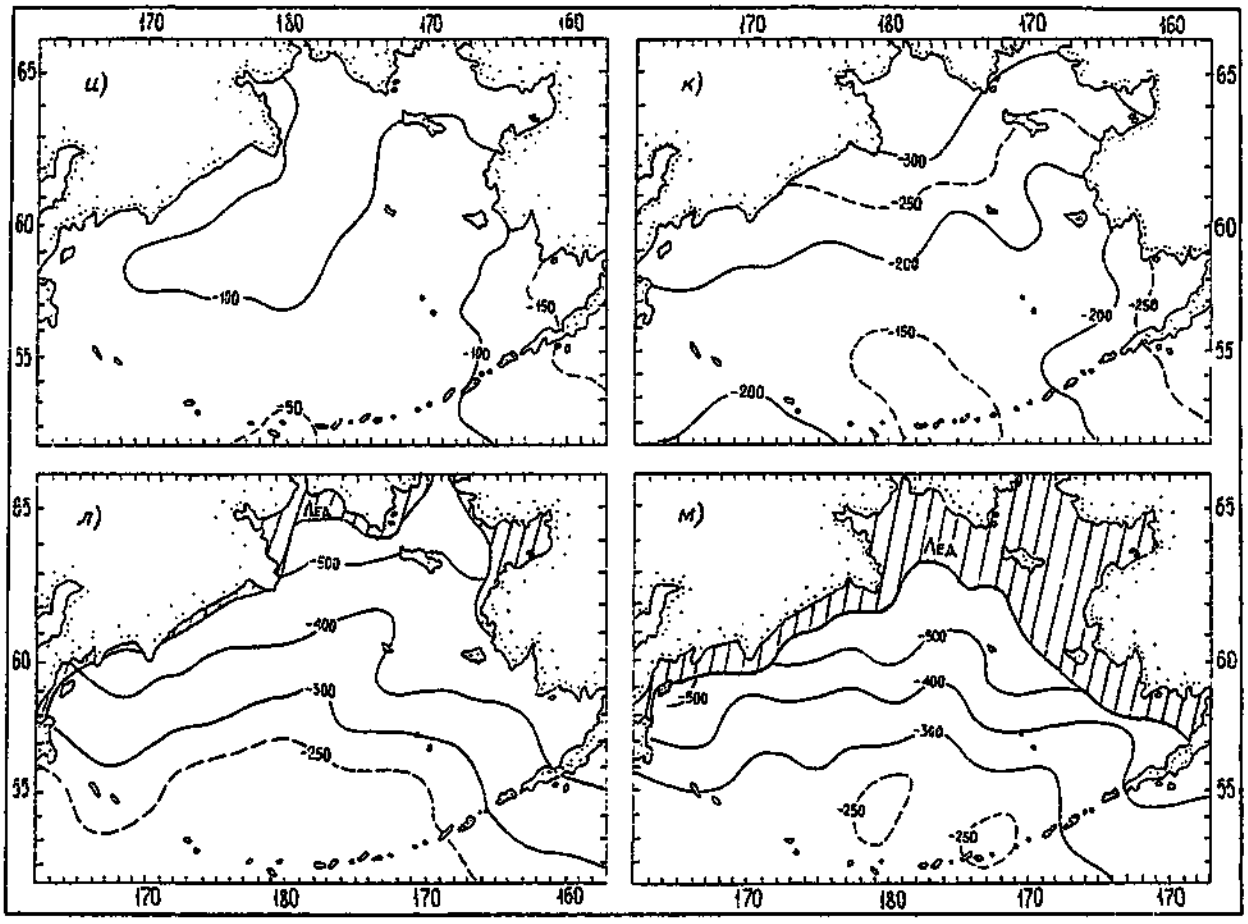


Рис. 14.7. Месячные суммы $QT + QLE$ на поверхности Берингова моря (МДж/м^2) по средним многолетним данным.

Условные обозначения см. на рис. 14.6.

превышает −500 МДж/м^2. В течение декабря—января одновременно со смещением кромки льдов в южном направлении происходит расширение и углубление очага максимальной турбулентной теплоотдачи в прикромочной зоне. В январе интенсивность потерь тепла на поверхности моря достигает максимума (свыше −600 МДж/м^2) в годовом ходе этой характеристики (рис. 14.7 *а*). В последующие месяцы с февраля по апрель наблюдается ослабление турбулентной теплоотдачи в южных районах акватории и значительное расширение области минимума $QT + QLE$ одновременно с сокращением размеров прикромочного очага теплоотдачи. Следует, однако, отметить, что изменения интенсивности потерь тепла от месяца к месяцу неодинаковы по акватории. В прикромочной зоне они минимальны, тогда как у побережья Алеутских островов, где в этот период увеличивается повторяемость адвекции морского полярного воздуха с западными и юго-западными приземными потоками, уменьшение турбулентной теплоотдачи от месяца к месяцу заметно выше. Уже к апрелю у западного и восточного побережья наблюдается ослабление приземных ветров, происходит интенсивный радиационный прогрев поверхностных вод и формируются области минимума $QT + QLE$. В мае на большей части акватории месячные суммы турбулентной теплоотдачи не превышают −50 ... −100 МДж/м^2. В течение июня—июля повсеместное уменьшение $QT + QLE$ объясняется выносом на акваторию моря устойчивыми ветрами южных румбов теплых, насыщенных влагой воздушных масс. Минимум потерь тепла в годовом ходе $QT + QLE$ (менее −25 МДж/м^2) устанавливается в июле. В августе преимущественно над северными и восточными районами моря начинается обратный процесс, связанный с началом охлаждения воздуха над континентом и появлением северо-восточных приземных ветров над этими районами.

Таким образом, внутригодовые изменения пространственной структуры составляющих теплового баланса Берингова моря имеют ряд отличительных особенностей. Они заключаются в разных сроках установления экстремальных значений радиационного баланса (декабрь, июнь) и виртуального теплообмена $QT + QLE$ (январь, июль), а также в формировании областей максимальных амплитуд внутригодовых колебаний вблизи западной границы моря (радиационный баланс) и у северо-американского побережья ($QT + QLE$).

Важной характеристикой развития процессов теплообмена на поверхности Берингова моря в течение года является показатель преемственности в формировании пространственной структуры месячных полей теплового баланса. Ярко выраженный сезонный характер атмосферной циркуляции над исследуемой акваторией, при котором в период с сентября по апрель преобладают устойчивые ветры северных румбов, является причиной тесной взаимосвязанности месячных полей теплового баланса в процессе перестройки их пространственной структуры. В табл. 14.1 приведены значения коэффициентов взаимной корреляции этих характеристик в течение года.

Таблица 14.1

Коэффициенты взаимной корреляции месячных сумм теплового баланса поверхности Берингова моря ($N = 68$, $R_{кр} = 0{,}31$ при $\alpha = 0{,}01$)

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
I	1,00											
II	0,98	1,00										
III	0,94	0,95	1,00									
IV	0,83	0,86	0,94	1,00								
V	0,52	0,56	0,66	0,83	1,00							
VI	0,22	0,25	0,33	0,57	0,86	1,00						
VII	0,17	0,18	0,17	0,34	0,63	0,84	1,00					
VIII	0,53	0,54	0,47	0,51	0,49	0,53	0,65	1,00				
IX	0,63	0,62	0,52	0,47	0,29	0,18	0,38	0,83	1,00			
X	0,75	0,75	0,72	0,62	0,36	0,08	0,11	0,55	0,79	1,00		
XI	0,90	0,89	0,87	0,75	0,45	0,13	0,12	0,50	0,70	0,93	1,00	
XII	0,94	0,93	0,91	0,78	0,47	0,15	0,13	0,49	0,66	0,87	0,98	1,00

Примечание. N — длина ряда; $R_{кр}$ — критическое значение коэффициента корреляции (при $R_{кр} > 0{,}31$ связи значимы с 99 %-ной доверительной вероятностью); α — уровень значимости.

Статистически значимые связи месячных полей теплового баланса сохраняются с августа по май при условии их 99 %-ной обеспеченности. Они характеризуют особенности теплового взаимодействия море—атмосфера в процессе начального формирования, развития и разрушения осенне-зимних атмосферных процессов. Стадии максимального их развития над акваторией Берингова моря соответствуют наиболее тесные взаимные связи (0,90—0,98) месячных сумм теплового баланса. В теплый период года степень взаимной связности этих характеристик уменьшается (см. табл. 14.1). Указанные особенности объясняются разным характером атмосферных процессов в холодный и теплый периоды года, оказывающих влияние на перестройку пространственной структуры и интенсивность теплообмена на границе раздела двух сред. В первом случае интенсивное охлаждение поверхностных вод происходит благодаря быстрому увеличению эффективного излучения и турбулентной теплоотдачи в атмосферу при установившихся ветрах северных румбов и адвекции холодного воздуха над более теплой подстилающей поверхностью. В теплый период года над акваторией наблюдаются слабые неустойчивые приземные ветры южных румбов, турбулентный теплообмен имеет минимальные значения, возрастает роль облачности в изменчивости поглощенной радиации, которая способствует уменьшению степени связности месячных полей результирующего теплообмена. Обращает на себя внимание зависимость структуры полей теплового баланса в июне—июле от соответствующих характеристик весеннего периода (см. табл. 14.1). Иначе говоря, сроки установления максимального летнего прогрева поверхностных вод зависят от времени смены знака теплового баланса в предшествующие весенние месяцы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К Ч. III

1. Атлас теплового баланса / Под ред. М. И. Будыко. — Л.: Гидрометеоиздат, 1955. — 385 с.

2. Баталин А. М. Тепловой баланс дальневосточных морей // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. — 1959. — № 7. — С. 1003—1010.

3. Баталин А. М. Опыт расчета теплового баланса Берингова моря // Труды Океаногр. комиссии. — 1960. — Т. VII. — С. 23—36.

4. Васюкова Н. Г. Тепловой баланс поверхностных вод в некоторых рыбопромысловых районах Берингова моря // Труды ТИНРО. — 1964. — № 51. — С. 77—92.

5. Рекомендации по расчету составляющих радиационного баланса поверхности океана. — Л.: Изд. ГГО, 1982. — 92 с.

6. Характеристики энергообмена океан—атмосфера. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984. — 80 с.

7. Hendricks P. G., Muench R. D., Stegen G. R. A heat balance for the Bering Sea ice edge // J. Amer. Met. Soc. — 1985. —Vol. 15. — P. 1747—1758.

8. Otobe H., Nakai T., Hattori A. Heat energy exchange across the sea surface of the Bering Sea and the northern North Pacific in summer: estimates from measurements of radiation fluxes // Deep-Sea Res. — 1983. — Vol. 30, N 10 a. — P. 1023—1031.

9. Reed R. K. The heat budget of a region in the eastern Bering Sea, summer 1976 // J. Geophys. Res. — 1978. — Vol. 83. — P. 3635.

Часть IV. ГИДРОЛОГИЯ ВОД

Рассматриваются основные гидрологические характеристики моря: температура, соленость и плотность воды, а также водные массы. Анализируется их вертикальная структура, временная изменчивость и особенности пространственно-временного распределения. Результаты исследований основаны на всех доступных к настоящему времени материалах глубоководных океанографических наблюдений. Дополнительно привлечены данные прибрежных гидрологических наблюдений на морских ГМС, сведения о метеорологическом режиме и стоке вод.

15. Гидрологическая изученность

Первые обобщения гидрологических исследований в Беринговом море относятся к прошлому веку [158, 170]. Они позволили получить самые общие сведения о климате, ледовых условиях, течениях, температуре и солености вод.

С 1906 по 1929 г. глубоководные гидрологические работы в Беринговом море не проводились. Они возобновились лишь в начале 30-х годов [33]. К наиболее значительным работам этого периода следует отнести экспедиции Государственного гидрологического института (ГГИ) и Тихоокеанского института рыбного хозяйства и океанографии (ТИНРО) на судах „Дальневосточник" (1932 г.) и „Красноармеец" (1933 г.), осуществлявшиеся под научным руководством Г. Е. Ратманова. Материалы гидрологических наблюдений, полученные в этих экспедициях, послужили основой для последующих работ [76, 77].

В [76] дано первое представление о поверхностных течениях, распределении температуры и солености в Беринговом море, происхождении Анадырского и Олюторского холодных пятен, водообмене через Берингов пролив, показана прямая связь между водами северной части Тихого океана и Берингова моря.

Американские исследователи Барнес и Томпсон [95] по материалам наблюдений на судах „Ганнет" и „Челан" (1933—1934 гг.) представили океанологические данные, свидетельствующие о поступлении тихоокеанских вод в Берингово море через проливы вблизи о. Танага.

Экспедиционные работы на судах „Челан" (1934 г.) и „Норсленд" (1937, 1938 гг.) проводились береговой охраной США и океанографической лабораторией Вашингтонского университета. Район работ ограничивался мелководной северной и восточной частями моря, Беринговым проливом и зал. Нортон. В общей сложности было выполнено более 300 гидрологических станций. Материалы, собранные в этих экспедициях, явились основой для работы Гудмана и др. [110].

В 40-е годы в связи со второй мировой войной в океанологических исследованиях Берингова моря отмечается сильный спад. В этот период в море проводились только попутные работы многолетней экспедиции Арктического института на судах „Смольный", „Темп" и „Ост" [5].

Работы А. К. Леонова [51, 52] подвели итог исследований Берингова моря, проведенных до начала 50-х годов. В монографии [52] автор выделил в Беринговом море четыре водные массы: верхнюю беринговоморскую, промежуточную беринговоморскую, глубинную тихоокеанскую, полярную.

Границы между водными массами проведены Леоновым на глубинах расположения экстремальных значений температуры, где, как известно, находятся ядра водных масс. В. Н. Иваненков [38] считает, что этот подход недостаточно корректен, так как в ядре водной массы наиболее длительно сохраняются ее свойства, в том числе и экстремальные значения температуры. Кроме водных масс, Леонов рассмотрел такие вопросы гидрологии вод, как водный баланс, термический режим, распределения солености и плотности вод Берингова моря.

Расчетам теплового баланса Берингова моря посвящены работы А. М. Баталина и Н. Г. Васюковой [7, 8, 13]. А. М. Баталин [8] предпринял попытку расчета теплового баланса моря и определения величины тепло- и водообмена с соседними регионами Мирового океана. Производилось также сравнение результатов расчетов для Охотского и Берингова морей для выяснения „тепловой индивидуальности" Берингова моря. Тепловой баланс поверхности Берингова моря получен отрицательным. Потеря тепла за год с поверхности всего моря составляет $2763 \cdot 10^{12}$ МДж. Следовательно, для поддержания стабильного теплового состояния моря приток тепла извне, а именно из Тихого океана, должен составлять значительную величину. Расчеты показали, что главный приток вод осуществляется через прол. Ближний и оценивается автором примерно в 150 000 км^3.

В 50-е годы интенсивность океанологических исследований Берингова моря возросла. В 1950—1953 гг. здесь проведено пять глубоководных комплексных экспедиций Института океанологии АН СССР (ИО АН). В 1955 и 1956 гг. ИО АН совместно с ТИНРО проводили комплексные биолого-гидрологические исследования на судне „Нерпа". Полученные данные легли в основу целого ряда работ [4—6, 10, 12, 30, 31, 38].

Обобщая наблюдения, выполненные в 1932—1956 гг., А. Д. Добровольский и В. С. Арсеньев [31] рассмотрели изученность моря, влияние морфологических и климатических факторов на гидрологические процессы в море, вертикальную структуру и происхождение водных масс, термический режим и распределение солености в различные сезоны, поверхностные течения, рассчитанные динамическим методом. В Беринговом море они выделили три типа вертикальной структуры водных масс (арктический, субарктический и умеренных широт), а также детально рассмотрели сезонные изменения температуры в верхнем 200—300-метровом слое.

В. Н. Иваненков [38] на основании материалов 28 экспедиций с привлечением гидрохимических данных предложил свою классификацию водных масс Берингова моря. В глубоководной части моря автор выделяет четыре водные массы: поверхностную беринговоморскую (в зимний период однородную, а в теплый период года состоящую из двух слоев — летнего и зимнего), подповерхностную, промежуточную и глубинную северотихоокеанскую. Для мелководной части моря им было выделено семь районов с различным распределением температуры, солености и гидрохимических элементов.

Следует отметить, что в классификации вод, предложенной Иваненковым, теплый промежуточный слой разделен на две водные массы (одну с максимумом температуры, другую с минимумом кислорода). Такое противопоставление одних показателей водных масс другим (физических и химических) трудно увязывается с самим понятием о водной массе, определяемой комплексом физических, химических и других характеристик [29].

В 1958 г. в связи с проведением Международного геофизического года в Беринговом море были начаты работы комплексной океанографической экспедиции Всесоюзного и Тихоокеанского институтов рыбного хозяйства и океанографии. За три года было выполнено 1000 гидрологических станций в летний и зимний периоды. Результаты этих исследований отражены в работах Д. Е. Гершановича и В. В. Натарова [18, 61] . В. В. Натаровым [61] была представлена схема циркуляции вод моря для летнего и зимнего периодов, а также проведен анализ водных масс. Автор считает, что для Берингова моря (в его глубоководной части) характерна субарктическая структура вод с наличием в летнее время четырех водных масс: поверхностной (от 0 до 50 м), холодного промежуточного слоя (от 50 до 150—200 м), теплого промежуточного слоя (от 200 до 600—800 м) и глубинных вод. В зимний период эта структура представлена тремя водными массами, так как благодаря зимнему конвективному перемешиванию прогретые поверхностные воды исчезают и образуется единый гомогенный слой от поверхности до нижней границы проникновения осенне-зимней конвекции. Было уделено внимание сезонной трансформации водных масс, а также связи этого процесса с динамикой вод. Рассмотрено влияние гидрологических процессов на формирование рыбопромысловых районов моря.

Наиболее полное исследование водных масс и течений Берингова моря проведено В. С. Арсеньевым [5] на основании гидрологических данных с 1894 по 1959 г. и результатов ранее выполненных обобщений [4, 6, 30, 31, 33]. Из анализа *T, S*-кривых, вертикальной устойчивости вод и пространственного распределения гидрологических характеристик автором определены три крупные разновидности субарктической структуры вод, характерные для отдельных районов Берингова моря: глубоководного, мелководного (в северо-восточной части исследуемого региона) и прилегающего к Алеутским островам восточнее о-вов Ближних. В работе дана детальная характеристика основных водных масс, а также рассмотрены факторы, обусловливающие их формирование.

Период интенсивных океанографических исследований, проводимых в 50—60-е годы и нашедших свое отражение в работах [5, 38], закончился к середине 60-х годов. Внимание ученых переключилось на отдельные региональные и прикладные проблемы. Так, Камчатское отделение ТИНРО проводило в основном исследование рыбопромысловых районов Берингова моря, а опубликованные работы относятся, как правило, к западной части моря [25, 26, 28, 62]. Авторы отмечают, что основную роль в формировании гидрологического режима рыбопромысловых районов, прилегающих к восточному побережью Камчатки, играет Камчатское течение. Распределение гидрофизических параметров свидетельствует о существовании в Карагинском и Олюторском заливах вихревых образований, которые оказывают значительное влияние на формирование здесь зоны повышенной биологической продуктивности [25, 26, 28].

Из работ, опубликованных в 70—80-е годы [41, 49, 59, 63, 74, 83, 89, 90, 93], которые обобщают океанографические исследования в Беринговом море, можно выделить статью С. В. Полуэктова и Ю. А. Хистяева [74]. Они рассмотрели распределение и изменчивость температуры воды в верхнем 200-метровом слое. На основе материалов батитермографных наблюдений с 1971 по 1976 г. (свыше 1200 разовых и серийных станций, выполненных с января по май) авторами определена глубина залегания изотермического слоя, выделены типовые кривые распределения температуры воды с глубиной, по распределению средней температуры деятельного слоя и глубине верхнего изотермического слоя акватория моря разделена на пять гидрологических районов, рассчитаны коэффициенты корреляции между температурой на поверхности и температурой нижележащих слоев.

Исследованию короткопериодной изменчивости температуры воды в районе Берингова пролива посвящена работа Л. А. Тигунцева [83]. Им получено, что размах колебаний температуры воды в течение суток составляет от 0 до 6 °С. Автор пришел к выводу, что короткопериодные колебания играют значительную роль в общей изменчивости температуры воды в районе Берингова пролива.

В. Г. Яричин [93] обработал результаты гидрологической съемки, выполненной НИС „В. Фролов" летом 1982 г. Полученные им статистические характеристики водных масс Берингова моря близки к средним многолетним, приведенным в работе В. С. Арсеньева [5].

Г. В. Хен и В. Ф. Воронина [89] рассмотрели роль крупномасштабного воздействия атмосферных процессов над северной частью Тихого океана на межгодовые колебания гидрологических параметров в восточной части Берингова моря. На основании анализа многолетних данных выявлена также взаимосвязь между тепловым состоянием вод и ледовитостью моря, а также показана внутригодовая преемственность термического режима в этой части Берингова моря. Авторы выделили три периода аномального потепления и два периода аномального похолодания в шельфовых водах восточной части моря.

В послевоенные годы океанографические работы в Беринговом море начали выполняться различными организациями Японии. Их результаты нашли

свое отражение в работах [118, 122, 132, 135, 138, 139, 144, 151, 152, 153, 169].

Характеристики холодного промежуточного слоя в море исследовали Кото и Фуджи [134]. Кото и Маеда [135] обобщили наблюдения 1956 г. на шельфе. Они рассмотрели распределение придонных температур на шельфе и поступление теплых вод из глубоководной котловины на шельф. Маеда и др. [139] исследовали распределение температуры и солености придонных вод восточной мелководной части моря. В этой работе рассмотрена межгодовая изменчивость температуры и солености придонных вод на шельфе, показано положение центра холодного пятна у дна юго-западнее о. Св. Лаврентия и распространение холодных придонных вод в юго-восточном направлении к Бристольскому заливу. Кихара и Уда [122] рассмотрели образование придонной водной массы в восточной части Берингова моря. Источником этих вод они считают прибрежные воды Аляски, воды северной части моря, а также воды Аляскинского течения.

Наиболее полным обобщением гидрологических работ, проведенных японскими и американскими экспедициями за период с 1959 по 1966 г., являются исследования Отани [151, 152]. Автор приводит подробную классификацию вод Берингова моря. Им выделено три системы вод: океаническая, шельфовая и материковая. Дана взаимосвязь предложенной в этих работах системы течений и пространственно-временной структуры термохалинных характеристик. Наиболее важным в этих двух упомянутых работах является то, что в них впервые дана подробная характеристика вод шельфа Берингова моря, особенно его юго-восточной части. Представлена типизация вертикального распределения температуры и солености вод глубоководной котловины и шельфа, а также проведена оценка их взаимодействия. Рассмотрены процессы конвективного перемешивания в зимний период.

В 70—80-е годы и по настоящее время научные учреждения Японии продолжают целенаправленные исследования Берингова моря. Океанографические работы выполняются в основном в восточном и юго-восточном районах моря. Результаты, полученные в этих экспедициях, опубликованы в виде рейсовых отчетов [171] и в отдельных статьях [111, 131, 132, 152—154, 165, 168, 169]. Так, например, Отобе и др. [154] рассчитали суммарные потоки тепла через поверхность Берингова моря в летний период. Их расчеты выполнены на основе материалов, полученных НИС „Хакухо Мару" в 1975 и 1979 гг. Для выполнения расчетов использован балк-метод Кондо (1975 г.). В экспедициях были выполнены и инструментальные измерения потоков тепла через поверхность.

В первые послевоенные годы продолжили океанографические работы в Беринговом море ученые США. В 1947—1949 гг. в море проводились экспедиции Лаборатории электроники ВМС США [135, 161] с измерениями температуры и солености в восточной части моря. В 50—60-е годы американскими учеными проводилась программа по изучению северной части Тихого океана, включая Берингово море. Материалы наблюдений экспедиций этого периода использовались в монографиях и обобщениях [5, 105—109].

Додимид и др. [105], помимо систематизации исследований, проведенных в северной части Тихого океана, рассмотрели океанографические условия в Бристольском заливе. Авторы отмечали, что здесь отчетливо проявляется внутренний фронт, который разделяет прибрежную и водные массы среднего шельфа, а также указали на существование аналогичного фронта вдоль кромки шельфа. В результате анализа океанографических данных обнаружен участок холодной поверхностной воды в пределах Бристольского залива, который, как считают авторы, появляется за счет поднятия придонных вод на поверхность.

До 1975 г. большая часть океанографических исследований проводилась американскими учеными в глубоководной части моря и в районе Берингова пролива. Их результаты отражены в материалах конференции по исследованию Берингова моря [115]. В работах по физической океанографии внимание сосредоточено на течениях [107, 116] и водных массах [169] глубоководного бассейна.

Фэйвэрит и др. [108], так же как и в [105], выделили три обширные зоны на восточном шельфе моря: область, прилегающую к кромке шельфа, участок средней части шельфа и прибрежную часть моря. Кроме этого, ими проанализирована фронтальная зона над склоном шельфа.

Сэйлс и др. [162], используя накопленный материал зарубежных океанографических наблюдений в Беринговом море, составили атлас океанографических характеристик, в котором на основе объемного T, S-анализа представлены характеристики водных масс глубоководного бассейна до глубины 1500 м, а также распределения температуры, солености и схемы циркуляции вод для основных сезонов.

Коучмен и др. [99] впервые обобщили имеющуюся натурную информацию, полученную экспедициями США и Японии в районе Берингова пролива с 1922 по 1973 г. Исходя из распределения солености вод, авторы выделили в районе Берингова пролива три водные массы, которые они назвали анадырской, беринговоморского шельфа и аляскинской прибрежной. Ими сделан важный вывод, что боковое перемешивание вод в районе Берингова пролива весьма ограничено. В районе о. Св. Лаврентия до участка к северу от Берингова пролива каждая водная масса располагается в виде непрерывной полосы: анадырская — на западе, аляскинская прибрежная — на востоке, а между ними проходит водная масса беринговоморского шельфа.

Еще несколько работ посвящены исследованию системы течений на склоне шельфа [124—126, 129, 130, 157, 166], а также более мелкомасштабным вихревым образованиям.

Исследованию процессов подъема и перемешивания вод вблизи прол. Самалга посвящена работа [167]. Полученные результаты океанографической съемки подтвердили существование апвеллинга, который может быть важен на протяжении всей Алеутской гряды.

С 1975 г. внимание ученых США сосредоточилось на исследовании континентального шельфа. Их интересы переместились от изучения климатической изменчивости к процессам меньших масштабов. Этому способствовало прежде всего возрастание теоретических и практических доказательств того, что крупномасштабные процессы и явления, происходящие в морской среде, во многом определяются процессами более мелкого масштаба. В научной литературе все чаще стали рассматриваться

вопросы исследования вихрей, фронтов, тонкой структуры и динамики вод над шельфом. Кроме того, появились новые приборы, которые позволили проводить исследования донных явлений.

Работы проводились по ряду больших программ. Программа оценки окружающей среды внешнего континентального шельфа (OCSEAP) проводилась для выявления возможностей добычи нефти на шельфе. Исследования охватывали акваторию от моря Бофорта до зал. Аляска. Материалы наблюдений нашли отражение в работах [100—102, 117, 123, 125, 146, 159, 164], которые значительно пополнили знания об океанографических процессах различных временных масштабов на шельфе Берингова моря.

В 1981 г. была издана монография [114], где помещены предварительные результаты программы OCSEAP. Вошедшие в нее работы [98, 117, 127, 128, 145, 147] подробно освещают гидрологический, метеорологический и ледовый режим, динамику вод, а также вопросы моделирования гидрологических процессов. Анализ гидрологической структуры вод континентального шельфа Берингова моря выполнили Киндэр и Шумахер [128]. Они обобщили все известные ранее работы, посвященные исследованию юго-восточного шельфа Берингова моря [5, 76, 95, 110, 115, 118, 122, 132, 151, 152, 169], а также использовали данные гидрологических наблюдений за 1975—1978 гг. Авторы разделили шельф на три структурные зоны: прибрежную, среднюю и внешнюю. Границы выделенных зон почти совпадают с гидрологическими границами, определенными в работе [108] и приблизительно соответствуют 50- и 100-метровым изобатам, а также внешней кромке шельфа. Отмечено, что выделенные области наиболее выражены в летнее время и в них имеет место большая межгодовая изменчивость температуры, солености и других характеристик водных масс.

Параллельно с программой OCSEAP на юго-восточном шельфе Берингова моря американскими исследователями проводились работы по программе „Процессы и ресурсы беринговоморского шельфа" (PROBES) [141]. Эти исследования выполнялись в два этапа: в 1976—1979 и 1980—1982 гг. с целью исследования экосистемы беринговоморского шельфа и выявления механизмов и скорости перемещения энергии от первичных продуктов к высоким трофическим уровням. За время исследований было выполнено 2727 гидрологических станций. В программу включалось изучение циркуляции вод, гидрологического режима, распределения нитритов, первичной продукции и состава фитопланктона, а также многие другие вопросы.

Обобщение результатов гидрологических исследований по программе PROBES проведено в работе Коучмена [97], который пришел к выводу, что водная масса юго-восточной части беринговоморского шельфа может рассматриваться как система с тремя режимами физических процессов, разделенных квазипостоянными „фронтами". Переходные области (фронты) являются не только границами между определяемыми водными массами, но и квазипостоянными зонами, где наблюдаются важные изменения в балансе факторов, влияющих на особенности водных масс.

Детальные океанографические, метеорологические и ледовые наблюдения были выполнены при исследовании прикромочной зоны Берингова моря в феврале—марте 1983 г. в рамках эксперимента MIZEX WEST. Результаты этого эксперимента отражены в работах [113, 160], где, во-первых, был оценен тепловой баланс верхнего слоя моря в прикромочной зоне для середины зимы, а также исследован дрейф льда в зависимости от метеорологических условий.

Зимой 1984—1985 гг. американские ученые провели эксперимент „Арктическая полынья" (APEX), целью которого было изучение процессов циркуляции вод на севере центральной части беринговоморского шельфа и связи динамики вод с полем ветра и сезонными изменениями ледяного покрова [83].

Проведенный анализ литературных источников, освещающих гидрологические процессы в Беринговом море, показал, что по сравнению с другими районами достаточно хорошо изучен к настоящему времени только восточно-беринговоморский шельф моря. Здесь благодаря исследованиям США и Японии подробно освещены как процессы, происходящие на шельфе, так и основные факторы, формирующие особенности режима и временной изменчивости характеристик различного масштаба. Современное состояние изученности гидрологических процессов в этом районе достаточно подробно и полно представлено в работах [97, 99, 114, 162, 169], на основании которых можно решать различные научные и прикладные проблемы.

Наименее изучена глубоководная часть моря, где практически открытыми остаются вопросы о гидрологических процессах в холодное время года, а также об изменчивости гидрологических параметров с различными временными масштабами (от синоптического до межгодового). Отсутствуют также достоверные инструментальные наблюдения, раскрывающие особенности водообмена через многочисленные проливы Алеутско-Командорской гряды. Имеющиеся литературные источники не дают однозначного ответа о роли отдельных групп проливов, не говоря уже об отдельных проливах, в водообмене моря.

Созданный к настоящему времени в ДВНИГМИ архив океанографических данных составляет 35 701 гидрологическую станцию. Он позволяет предпринять попытку решения задачи исследования гидрологических особенностей Берингова моря на новом, более качественном материале, чем тот, который был использован в ранее выполненных работах.

16. Использованный материал и методы его обработки

Основу настоящего раздела составляет многолетний архив глубоководных гидрологических наблюдений, выполненных на акватории Берингова моря за период с 1932 по 1988 г. Он включает 35 700 станций, которые получены в 588 экспедиционных рейсах различных стран. В основном это отечественные данные, но есть материалы судов Японии и США (табл. 16.1).

Со стороны Советского Союза наблюдения в основном выполняли экспедиционные суда Госкомгидромета СССР, ТИНРО-ТУРНИФ, Гидрографической службы КТОФ, АН СССР.

Таблица 16.1

Количество гидрологических наблюдений, выполненных различными странами на акватории Берингова моря

Страна	Количество рейсов	Количество станций	Период работ, годы
СССР	498	30 998	1932—1988
США	39	2726	1933—1979
Япония	51	1976	1933—1985

Для анализа короткопериодной изменчивости температуры, солености и плотности воды систематизированы и обработаны 33 многосерийные станции, выполненные с 1950 по 1989 г. Большая часть многосерийных станций (24) выполнена в летний период, осенью — 5, зимой — 3, весной — 1. Продолжительность наблюдений на рассмотренных станциях также неодинакова. В основном это суточные станции (30) и лишь на трех станциях наблюдения производились более 7 сут.

Только 11 станций выполнено в открытой части моря, а остальные наблюдения проведены вблизи берегов.

Для характеристики процессов, происходящих в прибрежных водах, взяты данные из морских гидрометеорологических ежегодников Берингова моря и Ежегодников о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек (т. 9, ч. 1). На основе этой информации за период с 1965 по 1986 г. получены средние многолетние месячные значения температуры и солености воды для поверхностного слоя.

Несмотря на то что до 1989 г. в Беринговом море проведено 588 экспедиционных рейсов, данных, собранных в любой отдельной экспедиции или даже в течение одного года, недостаточно для выделения всех особенностей гидрологического состояния моря. Это связано с тем, что океанографические съемки выполнялись в отдельных районах моря, расстояние между станциями довольно велико (нередко достигающее 80—100 миль), а сами съемки сильно растянуты во времени [54].

Следует отметить, что во многих экспедициях (особенно до 50—60-х годов) не проводились определения солености, что характерно для экспедиционных судов ТУРНИФ и в настоящее время. В некоторых рейсах определения солености выполнены не на всех станциях. Кроме того, в большом количестве экспедиций по разным причинам (погодные условия, приборная база, специальные задачи рейса) не проводились глубоководные наблюдения.

До систематизации и обработки всех наблюдений в два этапа был контроль качества данных. На первом этапе аналогично работам [9, 24, 71] выяснялось, входило ли сомнительное значение в интервал данных между его верхним и нижним пределом, когда-либо наблюдавшимся в природе, и если нет, то оно браковалось. Затем на тех станциях, где ранее не была определена соленость морской воды, проводились соответствующие расчеты по имеющимся значениям хлорности. Все наблюдения приводились к стандартным горизонтам, а посредством линейной интерполяции восстанавливались пропуски в наблюдениях либо для некоторых горизонтов наблюдения браковались.

На втором этапе вначале проводилась разбивка всего имеющегося массива по месяцам и в каждом из них на конкретных горизонтах и для всех наблюденных характеристик находились средние значения, а также средние квадратические отклонения. Значения, выходящие за пределы $x \pm 3\sigma$, браковались.

После чистки информация отсортировывалась в сферические трапеции (1° по широте и 2° по долготе, рис. 16.1), которые в дальнейшем мы будем называть квадратами. Масштаб осреднения данных выбран с учетом распределения станций по акватории моря и получения наиболее детальной картины распределения характеристик. В каждом из квадратов на стандартных горизонтах рассчитывались среднее, максимум, минимум и среднее квадратическое отклонение для всех характеристик. Указанные статистики относились к центрам соответствующих квадратов. Осреднение проводилось без учета положения станции по отношению к центру квадрата, и не учитывалась дата наблюдений.

В 1960 г. Р. С. Бортковским была сделана попытка определения оптимальных размеров квадратов осреднения, в которых предельное отклонение значений от среднего будет минимальным. Получено, что для случая изотропного поля температуры сторона квадрата должна быть порядка 2° по меридиану.

Б. Н. Филюшкин [86] считает, что серьезным недостатком при расчете средних многолетних значений является различная достоверность, определяемая длиной ряда осреднения в каждом квадрате. Он может быть устранен только при анализе и построении карт различных характеристик, когда отдельные средние значения, определенные из короткого ряда наблюдений и показывающие аномальные значения характеристик, квалифицируются как недостоверные.

Учитывая вышеизложенное, в процессе построения карт и графиков распределения гидрологических характеристик проводилась дополнительная оценка их качества с учетом региональных особенностей гидрометеорологического режима Берингова моря.

Кроме того, была проведена численная оценка достоверности полученных результатов. Такие оценки, как правило, базируются на совместном анализе самих осредненных значений и возможной погрешности вычислений [21, 45, 47]. Это сводится к определению доверительного интервала с заданным уровнем значимости. Если предположить, что распределение гидрометеорологических параметров не слишком сильно отличается от нормального, причем в большинстве случаев это подтверждается расчетами, то для оценки математического ожидания параметра служит интервал [45]

$$\bar{x} - t_\gamma \sigma/\sqrt{N} < \hat{x} < \bar{x} + t_\gamma \sigma/\sqrt{N}, \qquad (16.1)$$

где $\bar{x}$ — выборочное среднее месячное значение океанологического параметра:

$$\bar{x} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} x_i \quad ; \qquad (16.2)$$

N — количество наблюдений; σ — выборочное среднее квадратическое отклонение:

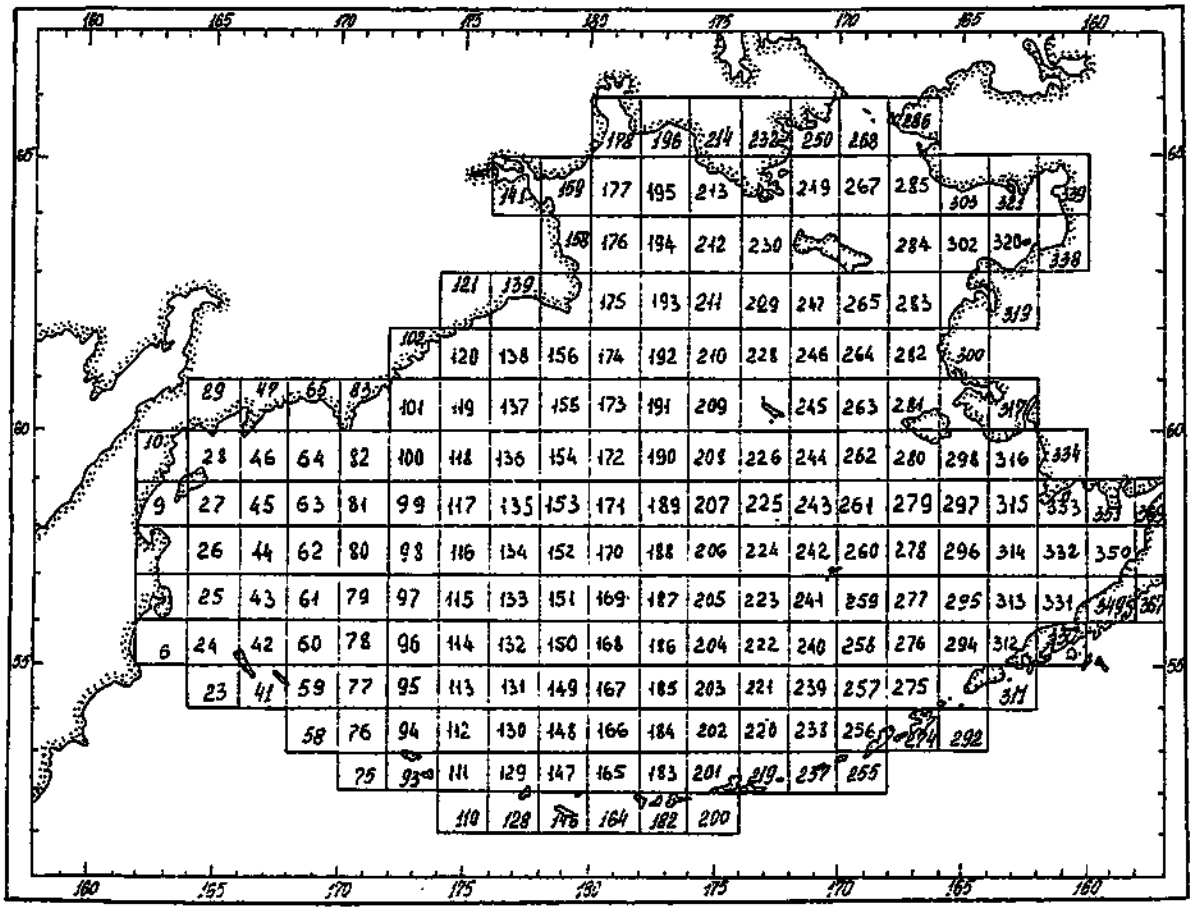


Рис. 16.1. Схема квадратов осреднения океанографических данных.

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(x_i - \bar{x})^2}{N-1}}; \qquad (16.3)$$

$\hat{x}$ — математическое ожидание выборочного среднего $\bar{x}$; $t_\gamma = t(\gamma, N)$ — табличное значение критерия Стьюдента, определяемое по заданным N и γ; γ — уровень значимости.

Соответственно, чем меньше

$$S = t_\gamma \sigma / \sqrt{N}, \qquad (16.4)$$

тем аппроксимация математического ожидания $\hat{x}$ выборочным средним $\bar{x}$ более достоверна (S — максимально возможная погрешность при заданном уровне значимости γ).

При этом определяющее значение имеет даже не сама вероятностная погрешность S, а ее относительная величина

$$\eta = S/\bar{x} \cdot 100, \qquad (16.5)$$

показывающая на сколько процентов при заданной доверительной вероятности может изменяться рассчитываемый параметр. При стремлении к нулю рассчитанные оценки асимптотически приближаются к истинным значениям параметров, т. е. достоверность их становится абсолютной.

Рассчитанные оценки достоверности средних месячных значений температуры при 90 %-ной доверительной вероятности для июня—сентября показали, что в ряде районов Берингова моря (на шельфе и материковом склоне) относительная погрешность расчета не превышает 10 %. Такая точность рассчитанных средних значений достаточна для решения океанологических задач, таких как расчеты течений, исследования внутригодовой изменчивости и многие другие.

Для отдельных районов открытого моря, где показатель η увеличен, производить конкретные обобщения гидрологического режима необходимо с учетом возможных искажений рассчитанных параметров режима. Соленость — более консервативная характеристика, поэтому относительная вероятностная погрешность рассчитанных средних $\bar{x}$ в редких квадратах превышает 10 %, т. е. их можно использовать в любых прикладных расчетах.

Распределение океанографических станций по акватории моря представлено на рис. 16.2. Видно, что наименее изученной является центральная глубоководная часть моря (до 50—100 гидрологических станций в квадрате за весь период наблюдений). Максимальное количество наблюдений приходится на важные в промысловом отношении районы (Олюторско-Карагинский, Анадырский, Бристольский, а также зона свала глубин, разделяющая шельфовую и глубоководную части моря). Здесь в выделенных квадратах находится до 500—1000 гидрологических станций.

С глубиной количество наблюдений резко уменьшается (рис. 16.3). На горизонте 500 м (рис. 16.3 *а*) только в отдельных квадратах южной части глубо-

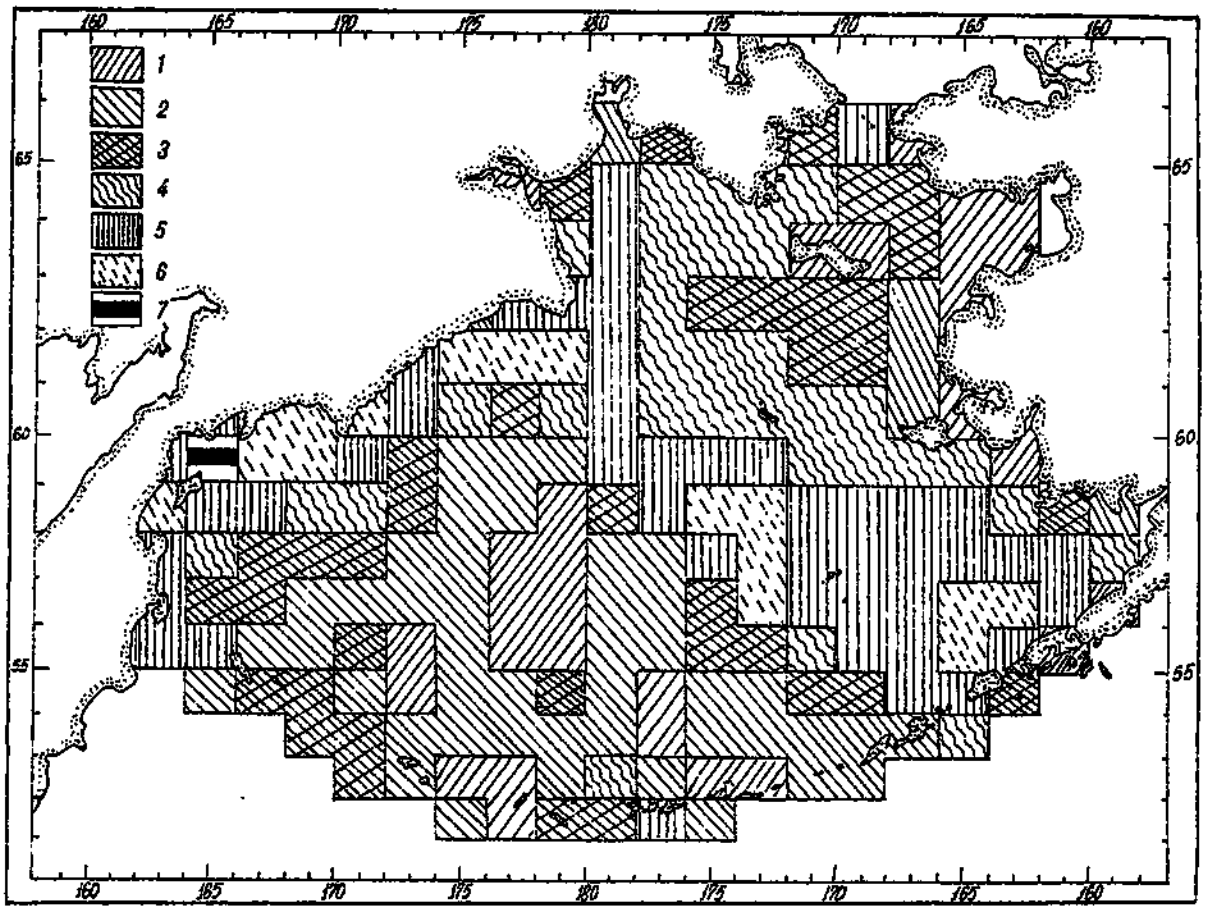


Рис. 16.2. Плотность распределения океанографической информации на акватории Берингова моря.
1) до 25 станций; 2) 26—50; 3) 51—100; *4*) 101—200; *5*) 201—500; *6*) 501—1000; 7) более 1001 станции.

ководной котловины, в районе свала глубин восточного шельфа и в Камчатском проливе количество станций в квадратах может достигать 200.

На горизонте 1000 м (рис. 16.3 *б*) наибольшее количество данных приходится также на юго-восточную часть глубоководной котловины (до 100 станций в квадратах).

На горизонтах 2000 и 3000 м (рис. 16.3 *в*, *г*) количество станций не превышает 25 во всех квадратах осреднения данных.

Распределение имеющейся информации в течение года показано в табл. 16.2, из которой следует, что на летние месяцы (июнь—сентябрь) приходится 59 % информации, а в остальные периоды года она распределена следующим образом: с декабря по февраль — 9,8 %; с марта по май — 20,6 %; в октябре и ноябре — 10,6 %. Также неравномерно распределена информация и по мере увеличения глубины. Если на горизонте 200 м количество станций по сравнению с поверхностью уменьшается почти в четыре раза, то на придонных горизонтах имеются лишь единичные наблюдения.

По полученным средним месячным значениям температуры проведено выделение гидрологических сезонов в Беринговом море. Под гидрологическим сезоном прежде всего понимается часть года (сопоставимая с астрономическим сезоном), в течение которой наблюдается определенное, свойственное данному сезону распределение гидрологических характеристик и факторов, их обусловливающих, а также определенная направленность их изменений [37, 57].

Исследованием гидрологических сезонов для различных районов Мирового океана занимались многие авторы и применяли для этого разнообразные подходы. В. Н. Степанов [81] выделял сезоны по кривым годового хода температуры воды на поверхности океана, П. П. Гансон [17], Э. А. Иващенко и др. [44] — по изменению во времени вертикального распределения температуры воды, В. К. Агеноров [3] — по продолжительности и интенсивности процессов энергообмена между океаном и атмосферой в одном направлении.

В настоящей работе для определения границ естественных гидрологических сезонов и параметров годового хода температуры воды была выбрана методика, разработанная С. Г. Панфиловой [70], которая заключается в следующем. Для избранных квадратов строятся графики годового хода температуры T по средним многолетним данным, первой $dT/d\tau$ и второй $d^2T/d\tau^2$ его производных. Экстремальные средние месячные значения, характеризующие типичную температуру зимы и лета, определяются по кривой годового хода. Им же соответствуют точки перехода через ноль на кривой первой производной. Максимальные положительные и отрицательные значения $dT/d\tau$ соответствуют величине и времени наступления экстремального весеннего прогрева и осеннего охлаждения. По этой же кривой определяются периоды прогрева и охлажде-

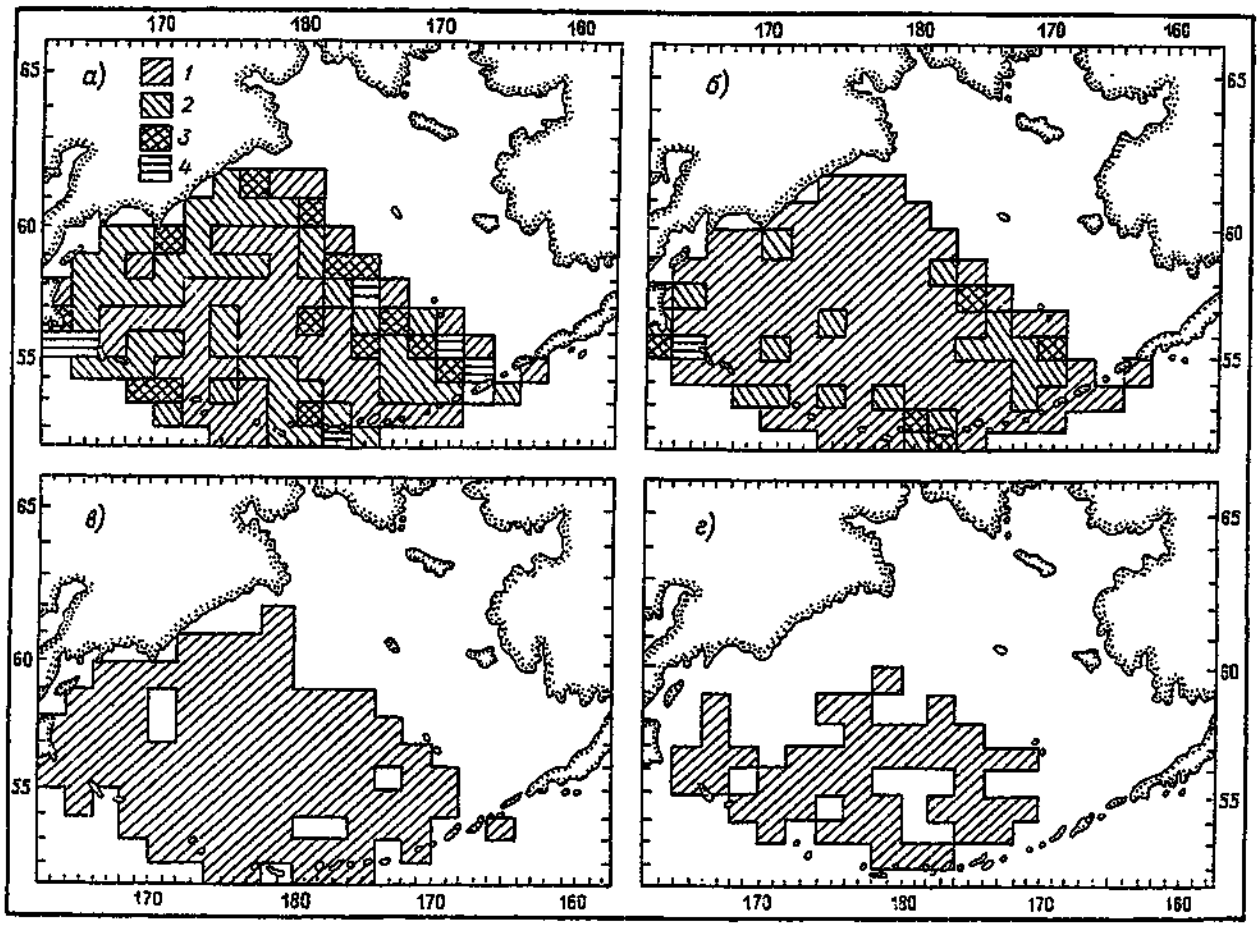


Рис. 16.3. Плотность распределения океанографической информации на акватории Берингова моря на горизонте 500 м (*а*), 1000 м (*б*), 2000 м (*в*), 3000 м (*г*).

1) до 25 станций; *2*) 26—50; *3*) 51—100; *4*) 101—200 станций.

Таблица 16.2

Распределение количества гидрологических наблюдений (T/S) в течение года

Горизонт, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
0	958 / 519	1033 / 515	1817 / 867	1844 / 896	4249 / 2552	5546 / 3432	6739 / 4495	4496 / 2375	3769 / 2492	2211 / 1199	1741 / 563	1298 / 448	35 701 / 20 353
100	598 / 396	577 / 354	950 / 611	904 / 540	1518 / 1212	2336 / 1826	2593 / 2019	1395 / 929	1172 / 975	771 / 528	588 / 353	715 / 340	14 117 / 10 083
200	289 / 217	254 / 190	512 / 387	483 / 338	1030 / 794	1676 / 1311	1978 / 1626	932 / 665	1056 / 832	380 / 296	229 / 160	317 / 234	9136 / 7050
500	100 / 88	146 / 128	347 / 293	261 / 215	471 / 454	839 / 802	992 / 950	438 / 384	596 / 516	194 / 169	93 / 88	121 / 97	4598 / 4174
1000	34 / 30	70 / 66	174 / 152	120 / 114	234 / 231	570 / 560	653 / 635	243 / 224	317 / 305	59 / 53	51 / 51	51 / 50	2576 / 2471
3000	3 / 3	1 / 1	10 / 9	5 / 5	3 / 3	18 / 18	36 / 35	23 / 23	24 / 22	4 / 4	7 / 7	5 / 5	139 / 135

ния поверхностных вод. Прогреву соответствует время существования положительных, а охлаждению — отрицательных значений.

Вторая производная обладает большей погрешностью, чем первая. Несмотря на это, только по ней возможно определить границы естественных гидрологических сезонов. Экстремумы кривой $d^2T/d\tau^2$ соответствуют максимальным „перепадам" временных градиентов. Эти перепады и характеризуют границы сезонов.

В настоящем разделе рассматривается также вертикальная структура основных гидрофизических параметров (температуры, солености и плотности вод) деятельного слоя Берингова моря.

Под деятельным слоем океана большинство авторов понимают поверхностный слой воды, ниже

которого годовой ход гидрофизических параметров практически не прослеживается [11, 20, 32, 34, 35, 42, 46, 59, 66, 72, 73, 79, 85, 86]. Граница такого слоя в основном располагается на глубинах порядка 200—300 м.

В настоящей работе для определения нижней границы деятельного слоя использовались годовые наборы вертикальных профилей распределения средних месячных океанологических характеристик, построенных для всех выделенных квадратов. В идеальном случае (отсутствие адвекции и внутригодовой изменчивости течений, внутренних волн, межгодовой изменчивости характеристик, а также горизонтальных градиентов в пределах отдельных квадратов) все 12 месячных кривых вертикального распределения наблюдаемых характеристик должны на определенном горизонте слиться в одну кривую. Эта глубина в конкретном квадрате и будет характеризовать нижнюю границу деятельного слоя. Однако в действительности на акватории Берингова моря существует адвекция тихоокеанских и речных вод, внутренние волны различной природы и интенсивности в отдельных частях моря, межгодовая изменчивость характеристик, приливные явления (достаточно сильные в рассматриваемом регионе), процессы постепенного разрушения нижней границы гомогенного слоя, подверженного осенне-зимней конвекции, а также возникают погрешности наблюдений, зависящие от объективных и субъективных условий.

Все перечисленное приводит к тому, что годовые наборы исходных кривых на графиках вертикального распределения отдельных характеристик в конкретных квадратах имеют вид „пучков", входящих на отдельных горизонтах в различные по ширине интервалы.

Поэтому, на наш взгляд, за нижнюю границу деятельного слоя (при использовании средних многолетних месячных данных) можно принять начало участка, где крайние кривые, являющиеся границами интервалов, становятся параллельными. Выделение характерных слоев в пределах деятельного слоя (т. е. верхнего квазиоднородного слоя и сезонного термоклина) проводилось в соответствии с традиционными подходами и методами [42, 50, 86, 96].

При исследовании физического состояния вод Берингова моря, помимо рассмотрения отдельных гидрофизических параметров, оказалось целесообразным применить и комплексный подход на основе анализа водных масс, по аналогии с анализом воздушных масс в синоптической метеорологии [34]. В океанографии наиболее полное определение водных масс дано А. Д. Добровольским [29].

В настоящее время существует несколько подходов к выделению водных масс. Это прежде всего метод общего анализа [84], метод выделения по градиентам гидрологических характеристик [2], метод изопикнического анализа [155], метод T, S-кривых [33], статистический T, S-анализ [103, 104, 142, 143, 156], метод резервуаров (балансовые модели) [56], временной T, S-анализ (T, S, t-соотношения) [56].

В настоящей работе за основу был принят метод T, S-кривых [39, 56, 91, 112]. Термохалинные индексы водных масс были определены путем анализа T, S-кривых, построенных в каждом квадрате осреднения по материалам средних многолетних месячных данных температуры и солености вод Берингова моря на всех стандартных горизонтах в соответствии с аналитической теорией T, S-кривых и с последующим определением границ между водными массами.

17. Пространственно-временная характеристика температуры воды

В настоящей главе исследуются особенности вертикального распределения температуры вод Берингова моря, дана характеристика короткопериодной, внутригодовой и межгодовой ее изменчивости, а также рассматриваются особенности пространственно-временного распределения.

17.1. Вертикальное распределение

По современным представлениям о распределении водных масс в северной части Тихого океана [12, 53, 59, 86] Берингово море располагается в области субарктической структуры вод, главной особенностью которой является наличие холодного и теплого промежуточных слоев. В. С. Арсеньев [5] подчеркивал, что „отмеченные особенности субарктической структуры наиболее ярко выражены в западной глубоководной части моря, а к юго-востоку, по мере приближения к проливам Алеутской гряды, расслоенность постепенно стирается, температура ядра холодного промежуточного слоя повышается на фоне общего повышения температуры и приближается по величине к температуре теплого промежуточного слоя".

Под воздействием процессов, происходящих в толще вод Берингова моря, а также формирующихся над его поверхностью и прилегающей частью Тихого океана атмосферных возмущений, в отдельных частях исследуемой акватории образуются определенные различия в вертикальной структуре вод. Несмотря на различный вид отдельных кривых изменения температуры по вертикали (рис. 17.1, 17.2), термическая стратификация на акватории моря обладает общими крупномасштабными закономерностями. Анализ годовых наборов ежемесячных кривых вертикального распределения температуры воды во всех квадратах осреднения показал, что в толще вод Берингова моря можно выделить несколько слоев, образующихся в зависимости от интенсивности происходящих в них термодинамических процессов.

Деятельный слой моря наиболее подвержен термодинамическим воздействиям, протекающим на границе раздела морских вод и атмосферы. Периодические изменения в течение года тепло- и влагообмена между атмосферой и сушей, с одной стороны, и морем, с другой, приводят к периодическому ходу гидрологических характеристик, размах колебаний которых постепенно затухает с глубиной.

Топография нижней границы деятельного слоя представлена на рис. 17.3 *а*. Вертикальная протяженность его в конкретных районах Берингова моря зависит не только от локальных процессов энерго- и массообмена на поверхности раздела вода—воздух, но и от особенностей крупномасштабной циркуляции. Исследуемую акваторию по распределению глубин залегания нижней границы деятельного слоя можно разделить на две части — вос-

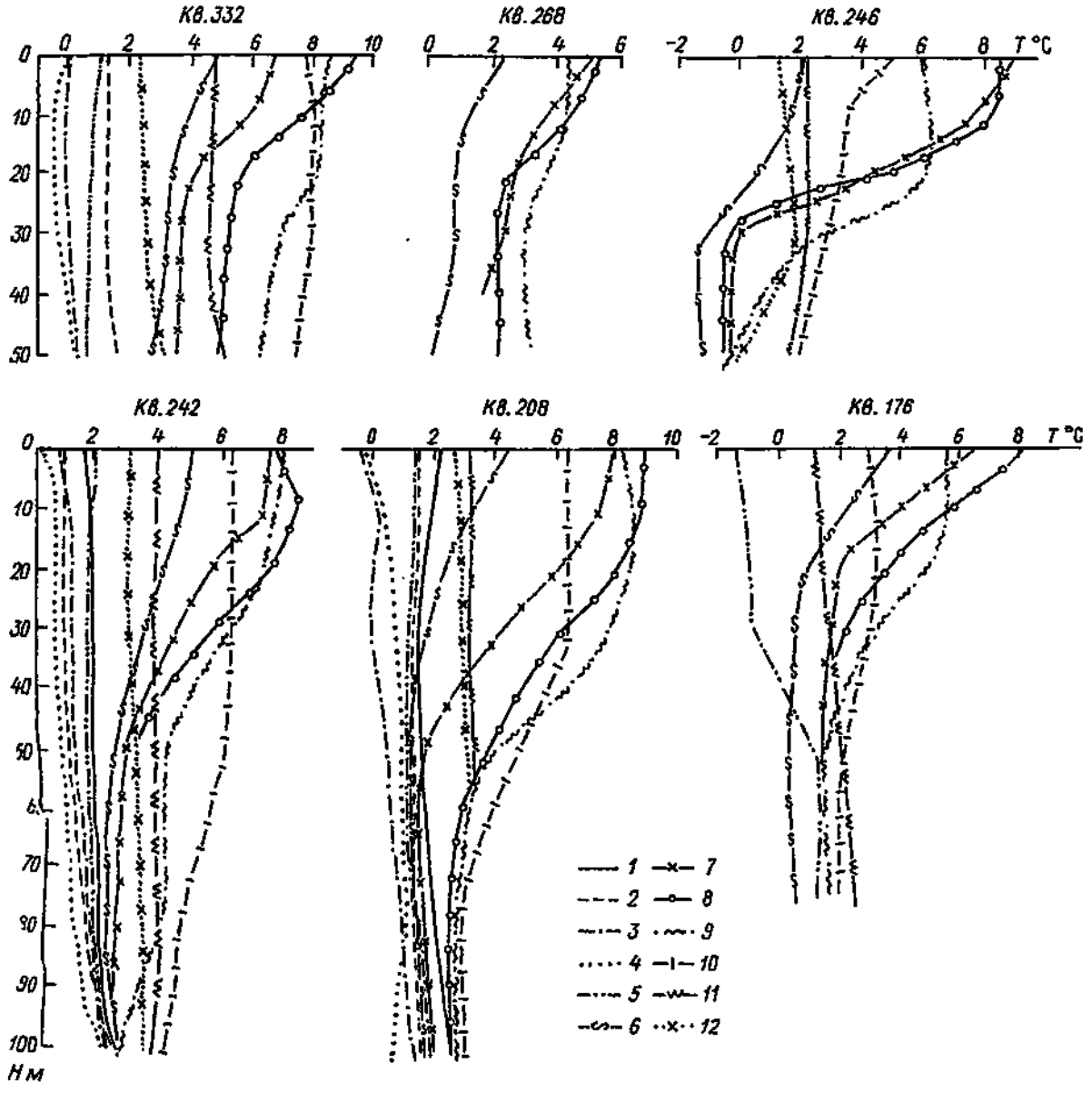


Рис. 17.1. Характерные кривые вертикального распределения температуры воды в шельфовой зоне Берингова моря.
1—12 — соответственно январь—декабрь.

точную и западную. Зона их раздела располагается на линии, соединяющей о. Кыска (Алеутские острова) и м. Чукотский. Если в восточной части моря толщина деятельного слоя не превышает, как правило, 100—150 м (за исключением периферийных участков), то в западной половине моря она возрастает до 200—250 м (рис. 17.3 *а*).

Имеющиеся различия в вертикальной протяженности деятельного слоя можно объяснить динамическими особенностями Берингова моря. Максимальные глубины приурочены к местоположению трансформированных тихоокеанских вод, что, вероятно, связано со значительной межгодовой и внутригодовой изменчивостью потоков вод, вторгающихся в пределы моря, а также является следствием бокового и вертикального перемешивания тихоокеанских вод в проливах Алеутской гряды с водами собственно Берингова моря, что приводит к передаче на значительные глубины возмущений, образующихся в поверхностных слоях.

Минимальные значения толщины деятельного слоя (до 100—150 м), наблюдаемые в восточной части моря (рис. 17.3 *а*), связаны, вероятно, с действием квазистационарного циклонического движения вод, подъем вод в центре которого препятствует вертикальному обмену характеристик поверхностных вод с нижележащими слоями. Невысокие значения (100—150 м) выделяются и в зоне Камчатского течения. Мощная осенне-зимняя конвекция, проникающая на значительные глубины и приводящая к однородности гидрологических характеристик в северной и северо-западной частях моря, а также незначительное вертикальное распространение летнего прогрева вод приводят к тому, что здесь в подповерхностных слоях внутригодовая изменчивость характеристик почти не проявляется.

Одним из важных структурных элементов деятельного слоя в субарктической зоне является холодный промежуточный слой (ХПС). Его вертикальная протяженность и глубина залегания ядра

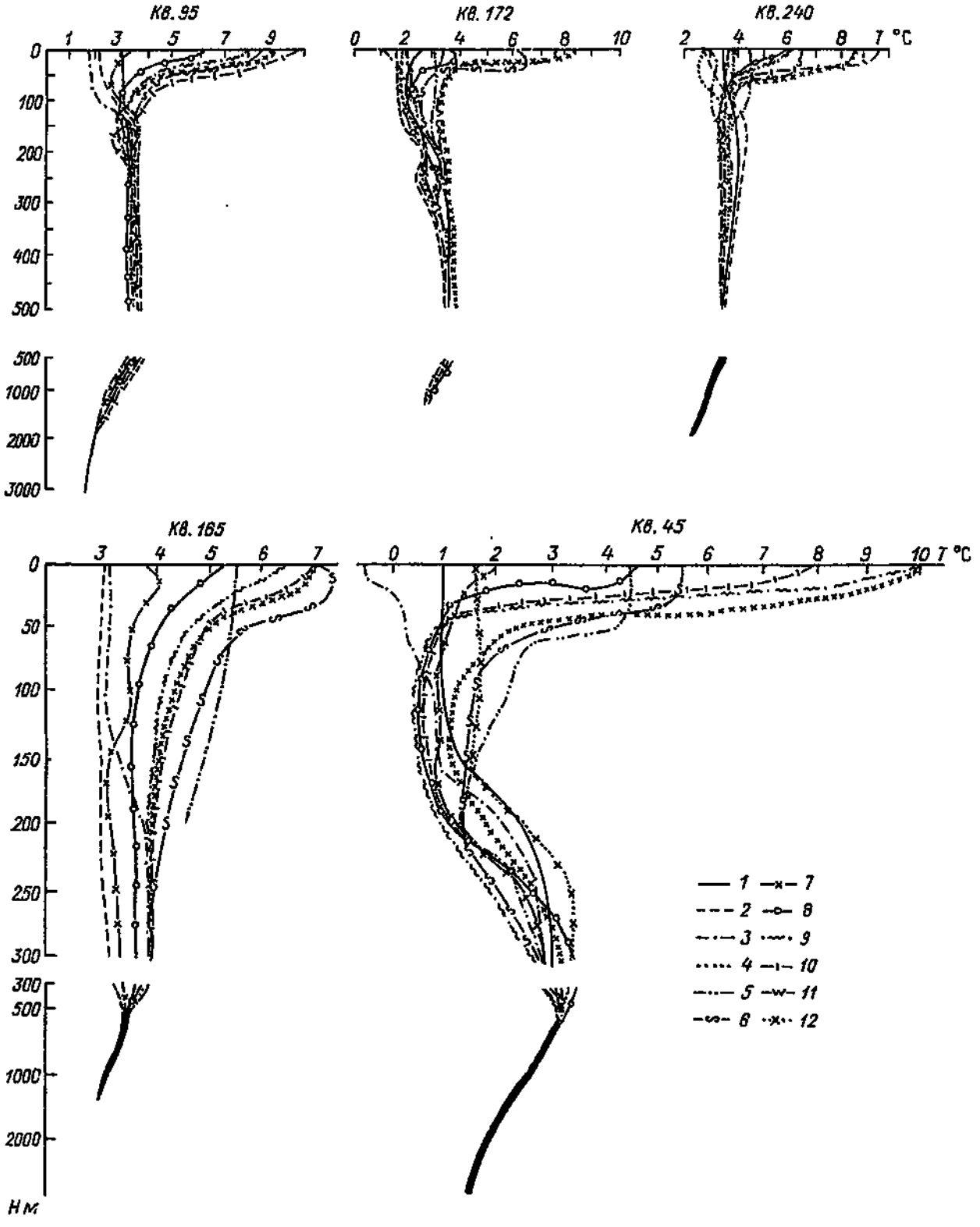


Рис. 17.2. Характерные кривые вертикального распределения температуры воды в глубоководной части Берингова моря.
Усл. обозначения см. на рис. 17.1.

важны при исследовании жизнедеятельности промысловых объектов и прогнозе термического состояния поверхностных и глубинных слоев моря.

Холодный промежуточный слой в Беринговом море образуется в результате воздействия на толщу вод двух взаимопротивоположных процессов: осенне-зимнего охлаждения и последующего весенне-летнего прогрева. От выше- и нижележащих структурных элементов он отделяется слоями „скачка" температуры. Как следует из рис. 17.3 *б*, ХПС на исследуемой акватории проявляется не везде достаточно отчетливо.

Интенсивные процессы бокового и вертикального перемешивания вод, наблюдаемые в проливах Алеутской гряды, приводят к тому, что непосредственно в проливах и в близлежащих водах (к востоку

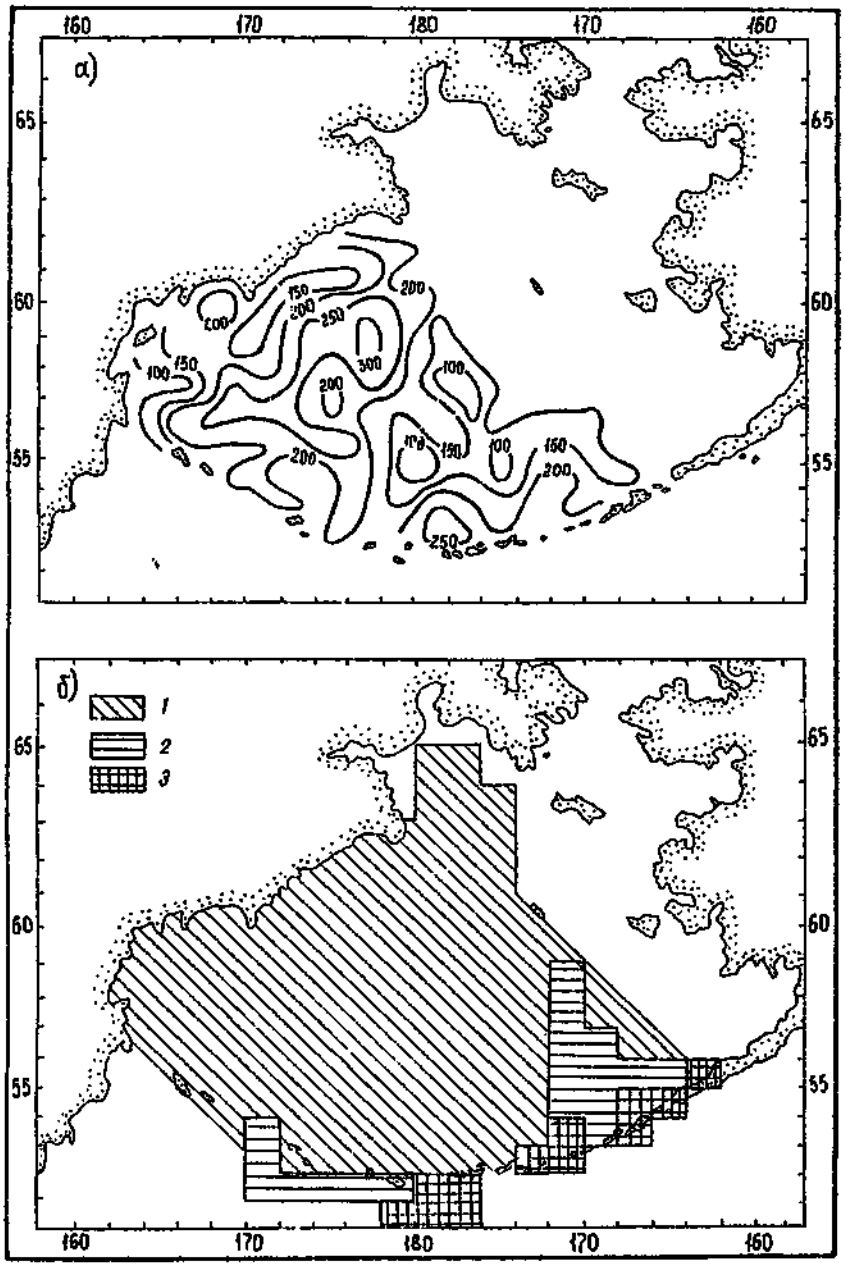


Рис. 17.3. Топография (м) нижней границы деятельного слоя (*а*) и мера проявления холодного промежуточного слоя (*б*).

1 — хорошо выделяется; *2* — слабо выделяется; *3* — не выделяется.

от меридиана 172° в.) ХПС выражен слабо либо вообще не прослеживается. Здесь сказывается и тот факт, что в тихоокеанских водах, проникающих в пределы Берингова моря, ХПС выражен слабо. Характерные для данного случая кривые вертикального распределения температуры воды в течение года представлены на рис. 17.2. Расположение этой зоны (с отсутствием или слабым развитием ХПС) вблизи островов Алеутской гряды (рис. 17.3 *б*) может быть одним из подтверждений циклонической циркуляции вод в глубоководной части исследуемой акватории. В противном случае местоположение данных областей имело бы сложное распределение по акватории Берингова моря.

Рассмотрим более детально отдельные структурные элементы деятельного слоя. Вертикальная протяженность верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) в течение года и в конкретных частях моря существенно меняется как из-за неравномерного поступления энергии Солнца, так и вследствие разнообразия термодинамических процессов в водной толще (ветрового перемешивания и конвекции).

В настоящей работе толщина ВКС определялась согласно данным Л. К. Моисеева [59] и Б. Н. Филюшкина [86], которые в качестве формального критерия квазиизотермичности принимали нижнюю границу слоя, где вертикальные градиенты температуры воды имели значения менее 0,01 °С/м. Наибольшего развития ВКС в Беринговом море достигает в зимнее время (рис. 17.4). Так, в шельфовых районах моря с глубинами менее 100—150 м он распространяется до дна, что связано со сравнительно невысоким теплозапасом вод этих областей, низкими значениями температуры воздуха и частой повторяемостью штормовых ветров над акваторией Берингова моря в зимнее время.

В пределах глубоководной котловины Берингова моря максимальная вертикальная протяженность ВКС в зимнее время (200 м и более) отмечается в западной и северо-западной ее частях. Это связано здесь с наибольшей интенсивностью осенне-зимней конвекции и опусканием вод вследствие смешения трансформированных тихоокеанских вод с водами собственно Берингова моря.

Наиболее низкие значения толщины ВКС (75—100 м) отмечаются зимой в местах вторжения тихоокеанских вод в море. Их источники располагаются в проливах Командорско-Алеутской гряды между меридианами 167 и 172° в. д., а также от 163 до 168° з. д. Более высокое теплосодержание этих вод по сравнению с водами Берингова моря препятствует здесь проникновению осенне-зимней конвекции на значительные глубины.

На остальной (преобладающей) части глубоководной котловины нижняя граница ВКС проникает в зимнее время до горизонта 150 м (рис. 17.4 *а*).

По имеющимся данным наблюдений, в апреле и мае ВКС выделить довольно затруднительно. Построенные карты показывают очень „пеструю" картину со сложным чередованием в соседних квадратах относительно больших и очень малых значений. Это связано, во-первых, с тем, что в апреле и мае в большинстве квадратов исходной информации явно недостаточно для получения надежных статистик. Кроме того, решающее влияние оказывает и значительная межгодовая изменчивость гидрологического состояния вод деятельного слоя при проведении экспедиционных работ после суровых или сравнительно мягких в термодинамическом отношении зим.

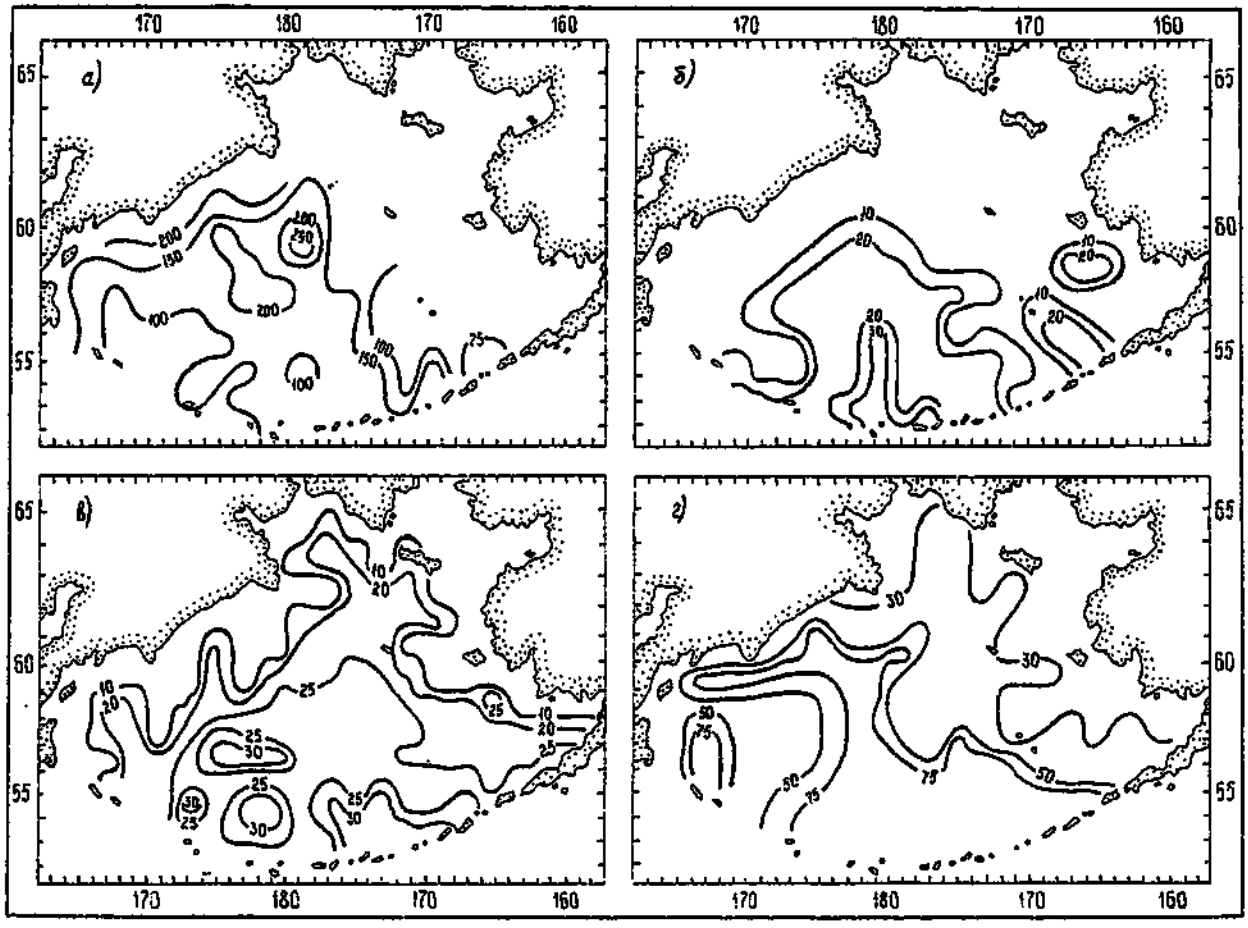


Рис. 17.4. Топография (м) нижней границы верхнего квазиоднородного слоя.
а — январь—март; *б* — июнь—июль; *в* — август—сентябрь; *г* — ноябрь.

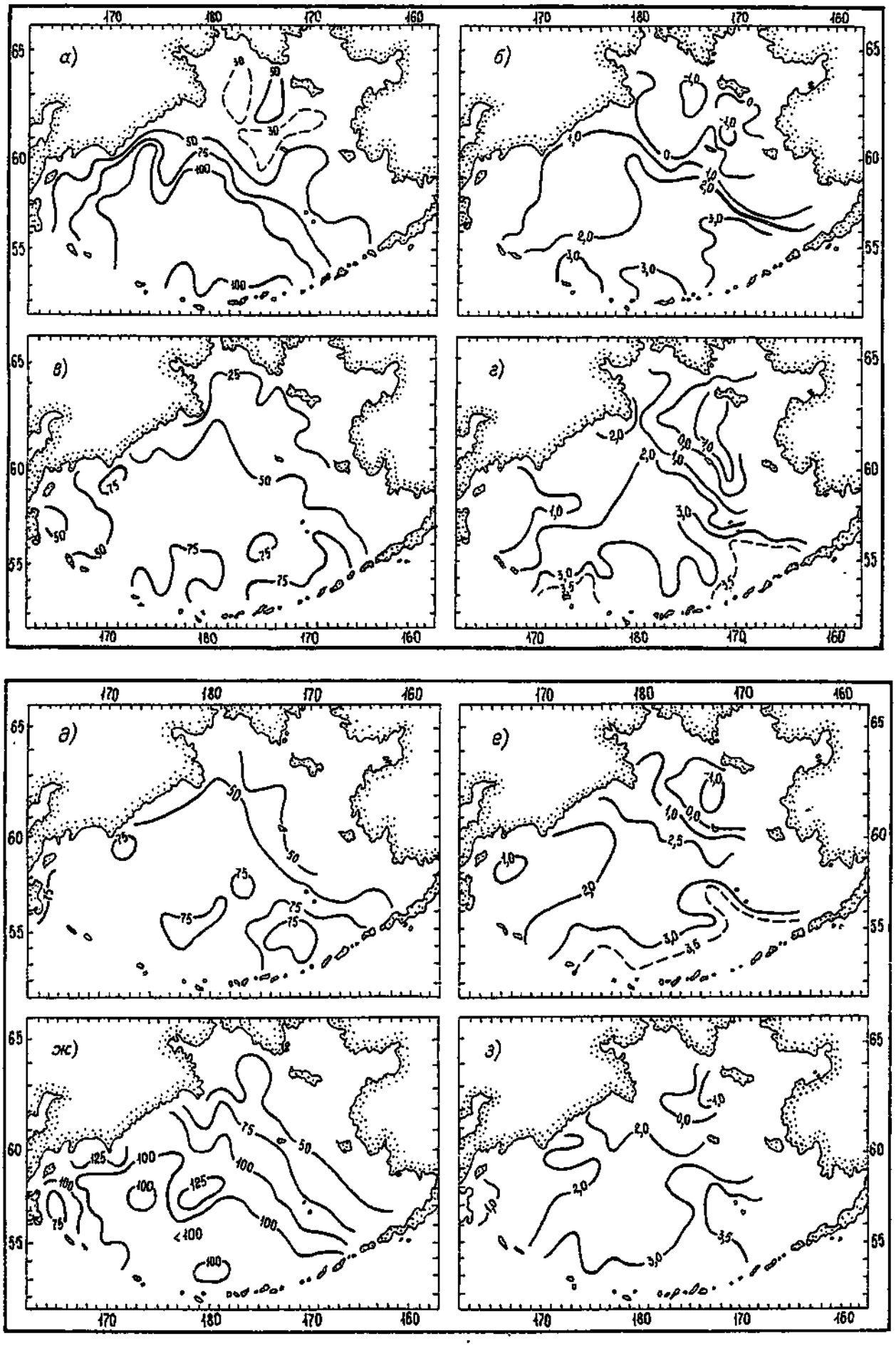
В первую половину лета (июнь—июль) положение нижней границы ВКС находится в тесной взаимосвязи с гидрометеорологическими и динамическими особенностями исследуемого региона. В этот период над морем наблюдается слабая антициклоническая циркуляция атмосферы, вызывающая слабое волнение на поверхности. Поэтому над северо-восточной шельфовой частью моря, где скорости приливных и непериодических течений невелики, ВКС имеет наименьшее развитие (до 10 м). Такая же картина (рис. 17.4 *б*) отмечается и в западной глубоководной части моря, что связано с невысокими горизонтальными градиентами скорости в Камчатском течении.

В зоне трансформации тихоокеанских вод ВКС заглубляется до 20—25 м. Наибольшее вертикальное распространение верхнего изотермического слоя характерно для района проливов Алеутской гряды и прилегающих к ним акваторий. Интенсивное вертикальное и боковое перемешивание вод в проливах приводит к передаче тепла от поверхности на нижележащие горизонты. Поэтому нижняя граница ВКС здесь заглубляется в июне—июле до 30—35 м (рис. 17.4 *б*).

Своего максимального развития в теплый период года ВКС достигает к моменту наибольшего прогрева поверхностных вод (август—сентябрь). По сравнению с первой половиной лета на преобладающей части Берингова моря к этому времени происходит заглубление нижней границы ВКС (рис. 17.4 *б*, *в*). Не изменяется ее положение только в узкой прибрежной части моря, что объясняется воздействием нескольких факторов. К основным из них можно отнести распреснение тонкого поверхностного слоя (за счет речного стока) и его относительно высокий прогрев. Все это приводит и к образованию на малых глубинах резкого „скачка" плотности морской воды.

Максимальные значения толщины ВКС (30 м и более) наблюдаются в августе—сентябре в проливах Алеутской гряды и на прилегающих к ним акваториях. В то же время на преобладающей части моря значения изменяются от 20 до 25 м (рис. 17.4 *в*).

С началом осеннего охлаждения вод деятельного слоя Берингова моря происходит постепенное возрастание толщины ВКС. Поэтому в ноябре (рис. 17.4 *г*) уже на значительной части шельфа изотермия достигает придонных горизонтов. В это время максимальное развитие ВКС наблюдается в глубоководной части моря, а по мере приближения к берегам его толщина уменьшается. Сравнительно небольшие значения ВКС в северной и северо-восточной частях моря связаны с преобладанием здесь наблюдений, выполненных в теплые годы. В то же время в глубоководной части моря доминируют исходные данные, полученные в сравнительно суровые в гидрологическом отношении годы. Накладывает также свой отпечаток и повышенная динамическая активность вод глубоководной котловины.


а)
б)
в)
г)
д)
е)
ж)
з)
170
180
170
160
65
60
55

Холодный промежуточный слой как самостоятельный структурный элемент начинает формироваться в теплое время года, а надежно выделить его характеристики становится возможным только с образованием поверхностного прогретого слоя. В глубоководной части моря местоположение ядра переохлажденных вод в каждом из квадратов осреднения фиксируется на пересечении касательных к вертикальным профилям температуры в слоях скачка выше и ниже ВКС. В шельфовых районах моря, где ХПС в теплое время года является придонным, положение его ядра определялось как центр наиболее охлажденных вод.

Анализ карт, представляющих вариации характеристик ХПС на акватории Берингова моря в теплую половину года, показал, что значения минимума температуры и глубины его залегания в различных районах исследуемой акватории изменяются в довольно широких пределах (рис. 17.5 и 17.6). Это является следствием различия интенсивности процессов бокового и вертикального перемешивания вод в отдельных частях Берингова моря, отепляющего воздействия поступающих тихоокеанских вод и особенностей их перераспределения на акватории моря.

Весной (апрель—май) вследствие неопределенности выделения ВКС определение характеристик ХПС представляет собой практически неразрешимую задачу.

В июне на преобладающей части глубоководной котловины Берингова моря ядро ХПС располагается на глубине 100 м (рис. 17.5 *а*). Вблизи островов Алеутской гряды и над континентальным склоном происходит его выклинивание на горизонты 50—75 м. По нашим расчетам, здесь наблюдается интенсификация течений и, следовательно, возрастает горизонтальный и вертикальный обмен характеристик.

Наименьшие глубины залегания ядра ХПС (30—50 м) приходятся на обширный восточно-беринговоморский шельф, где происходит уменьшение глубин и, кроме того, ВКС имеет минимальное вертикальное распространение (рис. 17.5 *а*).

Особенности распределения температуры ядра ХПС являются достаточно ярким индикатором адвективных процессов, происходящих в подповерхностных слоях Берингова моря. Наиболее высокие значения температуры воды (3,0—3,5 °С) свидетельствуют о поступлении трансформированных тихоокеанских вод через сравнительно мелководные проливы восточной части Алеутской гряды. Причем самый интенсивный поток тепла в этой области отмечается в проливах к востоку от меридиана 172° з. д. (рис. 17.5 *б*).

Конфигурация изолиний 2,0 и 3,0 °С свидетельствует о крупномасштабной циклонической циркуляции вод над глубоководной котловиной, а также о продвижении теплых тихоокеанских вод вдоль свала глубин от юго-западной оконечности п-ова Аляска по направлению к м. Наварин (рис. 17.5 *б*).

Наиболее низкие значения температуры воды в ядре ХПС (1,2 —0,0 °С) отмечаются над восточно-беринговоморским шельфом (с минимумом, расположенным южнее и юго-западнее о. Св. Лаврентия). Изгиб изолиний 0 °С здесь свидетельствует о вторжении более теплых вод в пределах шельфа у о. Св. Матвея и к северо-востоку от м. Наварин. Вследствие этого в данных районах происходит и подъем ядра ХПС до горизонтов 30—40 м (рис. 17.5 *а, б*).

В июле крупномасштабные особенности распределения температуры ядра ХПС, а также закономерности изменения его вертикального положения на акватории Берингова моря не отличаются от характеристик, наблюдаемых в июне. Выделяется только повсеместный подъем (на 15—25 м) к поверхности ядра ХПС. Происходит также повышение его температуры. Процессы прогрева поверхностных вод и разрушения нижней границы слоя осенне-зимней конвекции приводят к тому, что в августе по сравнению с июнем ядро ХПС располагается выше на 10—15 м в области восточно-беринговоморского шельфа и на 25—40 м над глубоководной котловиной (рис. 17.5 *а, в*). В то же время крупномасштабные закономерности его вертикального расположения в эти месяцы не отличаются друг от друга.

В августе происходит дальнейшее повышение температуры ядра ХПС. Наиболее высокие ее значения приурочены к местам вторжения трансформированных тихоокеанских вод: в центральной части Алеутской гряды (между меридианами 170 и 175° в. д.) они равны 3,5—3,7 °С, а в восточной (к востоку от меридиана 174° з. д.) — достигают 3,8—4,0 °С (рис. 17.5 *г*). В результате адвекции тихоокеанских вод, следующих вдоль свала глубин на северо-запад, температура ядра ХПС вблизи п-ова Камчатка достигает 1,8—2,4 °С. Происходит также вытеснение переохлажденных вод (с температурой ниже 1,0 °С) за пределы моря через Камчатский пролив. Это достаточно ярко отражает положение изолиний 1 °С на картах июня и августа (рис. 17.5 *б, г*).

Область наиболее переохлажденных вод (значения температуры от 0,0 до −1,5 °С), располагающаяся южнее и юго-западнее о. Св. Лаврентия, так же, как и в июле, ограничена с северо-запада линией, следующей от пролива между м. Чукотским и о. Св. Лаврентия в направлении к м. Олюторскому. Смещение этой области на юго-восток в июле и августе связано с продвижением видоизмененных тихоокеанских вод от м. Наварин к Берингову проливу. Сравнительная стабильность характеристик вод с отрицательными значениями температуры связана здесь с малыми скоростями течений.

Понижение температуры воздуха и увеличение скоростей ветра в сентябре приводит к возрастанию обмена характеристик в толще вод деятельного слоя. На восточно-беринговоморском шельфе, где теплозапас ВКС незначителен, процессы вертикального обмена проникают глубже, чем в августе, и поэтому ядро ХПС здесь заглубляется до горизонта 50 м. В глубоководной части моря положение ядра ХПС существенно не меняется (рис. 17.5 *в, д*).

Рис. 17.5. Распределение глубины залегания (м) ядра холодного промежуточного слоя (*а, в, д, ж*) и его температуры (°С) (*б, г, е, з*).
а, б — июнь; *в, г* — август; *д, е* — сентябрь; *ж, з* — октябрь.

Только вблизи берегов Камчатки (от м. Олюторский до Камчатского пролива) глубина залегания ядра ХПС опускается на горизонты 65—75 м. Это связано с более суровыми по сравнению с преобладающей частью глубоководной котловины гидрометеорологическими условиями и возрастанием скоростей в Камчатском течении, приводящими к интенсификации горизонтального и вертикального обмена характеристик в водной толще. Он также приводит к повсеместному увеличению значений температуры ядра ХПС, что особенно заметно в шельфовых водах (рис. 17.5 *г, е*). У берегов п-ова Камчатка (севернее м. Олюторского) вследствие поступления сравнительно теплых тихоокеанских вод, которые продвигаются от восточных проливов Алеутской гряды вдоль материкового склона, температура ядра ХПС повышается до 2,0—2,4 °С. В сентябре происходит также практически полное вытеснение охлажденных в результате предыдущей осенне-зимней конвекции вод за пределы Берингова моря. Лишь небольшая по площади область со значениями температуры менее 1,0 °С сохраняется к востоку от о. Карагинского.

В октябре на восточно-беринговоморском шельфе в вертикальном положении ядра ХПС практически не происходит изменений (по сравнению с сентябрем) (рис. 17.5 *д, ж*). Наиболее существенные изменения происходят в глубоководной части моря и в районе материкового склона. Усиление интенсивности термической конвекции (совместно с возрастанием значений скоростей в зонах действия Поперечного и Камчатского течений, приводящих к соответствующей повышенной генерации вихревых образований вблизи материкового склона) приводит к увеличению толщины поверхностного квазиоднородного слоя, а в результате и к заглублению ядра ХПС, которое в этом районе Берингова моря располагается на горизонтах от 100 до 125 м. Локальная область с глубинами до 125 м, наблюдающаяся в центральной части глубоководной котловины, образуется вследствие конвергенции двух потоков трансформированных тихоокеанских вод, один из которых следует из прол. Ближнего по направлению к о. Св. Лаврентия, а другой является северо-западной периферией циклонического круговорота вод в юго-восточной части Берингова моря. Наименьшие (для глубоководной половины моря) значения глубин залегания ядра ХПС отмечаются вблизи островов Алеутской гряды. Это связано здесь с повышенной температурой воздуха и высоким теплозапасом видоизмененных тихоокеанских вод, что препятствует распространению конвекции на значительные глубины.

Над глубоководной котловиной Берингова моря в октябре не происходит значительных изменений температуры ядра ХПС по сравнению с аналогичными данными для сентября. Наблюдается только существенное уменьшение области переохлажденных вод (с температурой ядра ХПС менее 0 °С), расположенной к юго-западу от о. Св. Лаврентия (рис. 17.5 *е, з*).

В ноябре и декабре вследствие недостаточного количества данных наблюдений, неравномерного их распределения по акватории Берингова моря, а также существенной межгодовой изменчивости термического состояния вод деятельного слоя, проблема выделения характеристик ХПС становится практически неразрешимой.

Следующим структурным элементом вертикального распределения температуры воды в Беринговом море является промежуточная тихоокеанская водная масса, или теплый промежуточный слой (ТПС).

Из предшествующих работ [5, 31] следует, что образование этой водной массы связано с трансформацией тихоокеанских вод, имеющих на промежуточных горизонтах сравнительно высокую температуру. По существу, это почти не затронутая поверхностным охлаждением часть тихоокеанских вод. Закономерности распределения максимума температуры воды и глубин его залегания определяются в значительной мере связью с Тихим океаном и степенью трансформации тихоокеанских вод в разных частях моря.

По особенностям кривых вертикального распределения температуры воды (см. рис. 17.1, 17.2) глубоководную часть Берингова моря можно достаточно уверенно разделить на две части. Зона их раздела располагается на линии, соединяющей острова Беринга и Св. Матвея. К северо-западу от этой линии теплый промежуточный слой выражен хорошо, а к юго-востоку от нее либо отсутствует, либо прослеживается очень слабо (рис. 17.6 *а*).

Отмеченные выше особенности проявления ТПС образуются в результате комплекса взаимосвязанных влияющих факторов. На формирование характеристик ТПС в юго-восточной части моря, помимо интенсивного вертикального и бокового перемешивания тихоокеанских вод в проливах Алеутской гряды (вызванного сильными приливными течениями), оказывают также влияние процессы осенне-зимней конвекции и особенности крупномасштабного движения вод в море. Интенсивный обмен характеристик в проливах приводит к исчезновению как холодного, так и теплого промежуточного слоев. Поэтому на кривых вертикального распределения температуры воды здесь после слоя сезонного термоклина можно выделить только слой главного термоклина (см. рис. 17.2).

Преобладающее крупномасштабное циклоническое движение вод в юго-восточной глубоководной части моря приводит к тому, что на периферии этого круговорота теплый промежуточный слой отсутствует или очень слабо развит. В центре этого круговорота вод ТПС хотя и слабо, но все же развит (рис. 17.6 *а*).

Индикатором проникновения тихоокеанских вод через прол. Ближний может служить слабое развитие (или полное отсутствие в отдельных квадратах) ТПС на юго-восточной периферии циклонического круговорота в западной глубоководной части моря (рис. 17.6 *а*).

В северо-западную часть моря, ограниченную п-овом Камчатка и линией, соединяющей острова Беринга и Св. Матвея, трансформированные тихоокеанские воды проникают через более продолжительное время. Процессы осенне-зимней конвекции здесь наиболее ярко выражены и интенсивны. Поэтому в данном районе моря формируется классическая субарктическая структура вод с четко выраженным теплым промежуточным слоем (рис. 17.6 *а*).

Рассмотрим особенности изменения характеристик ТПС на исследуемой акватории. Глубина залегания его ядра изменяется от 250 до 500 м (рис. 17.6 *б*). Минимальные значения (250 м) отмечаются в прол. Ближнем, на прилегающей к нему акватории моря (распространяющейся на северо-

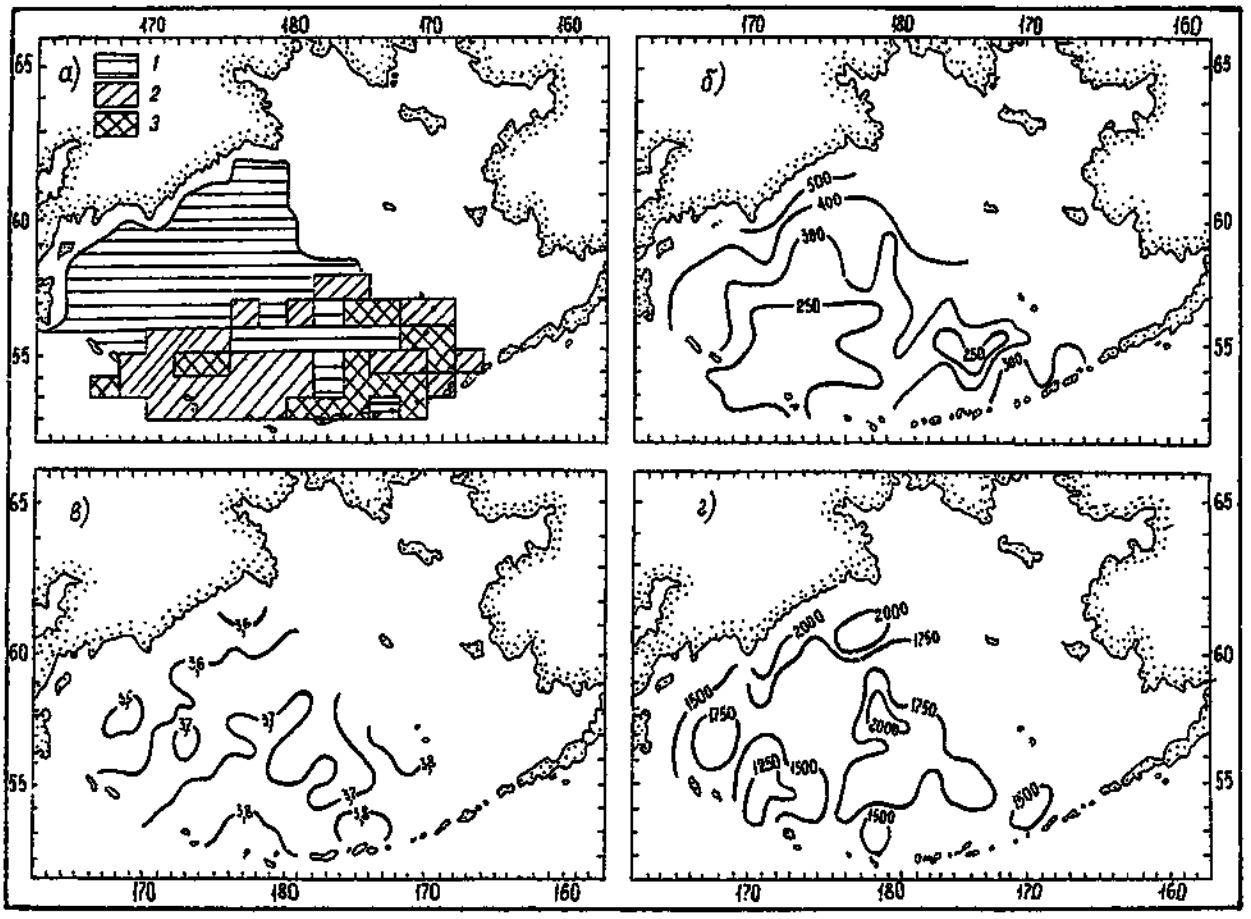


Рис. 17.6. Мера проявления теплого промежуточного слоя (*а*), глубина залегания (м) его ядра (*б*), температура теплого промежуточного слоя (°С) (*в*) и топография (м) нижней границы главного термоклина (*г*).

1 — хорошо выражен; *2* — слабо выражен; *3* — заглублены минимум и максимум.

восток и восток) и в юго-восточной части глубоководной котловины. По мере распространения трансформирующихся тихоокеанских вод по акватории моря глубина залегания ядра ТПС возрастает. На юго-восточной периферии глубоководной котловины ядро ТПС заглублено до горизонта 300—350 м, а вблизи северного и северо-западного склонов глубоководной котловины оно достигает предельных глубин (500 м).

Особенности распределения температуры ядра ТПС находятся в полном соответствии с топографией глубины его залегания. Так, максимальные значения температуры теплых промежуточных вод (3,70—3,85 °С) выделяются вблизи центральных и восточных проливов Алеутской гряды, а также в восточной части глубоководной котловины, что подтверждает их тихоокеанское происхождение. Распространение теплых промежуточных вод по акватории приводит к уменьшению значений температуры ядра ТПС. Особенно это заметно у берегов п-ова Камчатка, где значения температуры не превышают 3,55—3,60 °С (рис. 17.6 *в*).

Рассмотренные особенности распределения характеристик холодного и теплого промежуточных слоев позволяют уточнить имеющиеся представления о водообмене Берингова моря с Тихим океаном. Так, распределение характеристик холодного промежуточного слоя на акватории моря (см. рис. 17.5) свидетельствуют, что основное поступление поверхностных тихоокеанских вод в море происходит через многочисленные проливы Алеутской гряды к востоку от меридиана 173° з. д. В этом районе, а также вдоль свала глубин (от островов гряды до корякского побережья) наблюдаются самые высокие для всей акватории значения температуры ядра ХПС.

Незначительное поступление поверхностных вод в море происходит в обширном районе островной дуги между 170° в. и 173° з. д., что проявляется образованием здесь области повышенных значений температуры ядра ХПС. Приток океанских вод в этом районе является следствием бокового взаимодействия между отдельными звеньями антициклонических круговоротов вод вокруг групп островов Алеутской гряды.

Распределение характеристик слоя промежуточного максимума температуры на акватории Берингова моря (рис. 17.6 *б*, *в*) свидетельствует о том, что основное поступление промежуточных тихоокеанских вод в море происходит через прол. Ближний. С июня по август наблюдается незначительный приток вод в море также через прол. Амчитка и в районе между островами Агатту и Кыска.

Преобладающая часть теплых промежуточных вод от прол. Ближний распространяется в направлении о. Св. Матвея. Однако по распределению характеристик ядра теплого промежуточного слоя (рис. 17.6 *б*, *в*) прослеживается движение тихоокеанских вод также и вдоль островов Алеутской гряды на восток.

По особенностям вертикального распределения температуры глубинных и придонных вод Берингова моря выделяется слой главного термоклина, ниже которого располагается толща вод с незначительными вертикальными градиентами (см. рис. 17.2). Зона раздела между этими структурными элементами определялась графически по точкам пересечения соответствующих касательных к вертикальным профилям температуры в каждом из квадратов осреднения данных. Полученная таким образом топография нижней границы главного термоклина в Беринговом море представлена на рис. 17.6 *г*. Эта карта представляет интерес при реализации различных схем моделирования термического состояния вод моря, а также как вспомогательный элемент при восстановлении конкретных полей температуры, основывающихся на наблюдениях с ограниченной глубиной.

Глубина залегания нижней границы главного термоклина изменяется на исследуемой акватории от 1200 до 2000 м, причем минимальные значения отмечаются в районе основного поступления тихоокеанских вод (прол. Ближний). По мере распространения тихоокеанских вод в пределах глубоководной котловины происходит заглубление нижней границы главного термоклина. Таким образом, представленные особенности топографии нижней границы главного термоклина могут служить индикатором перемещения глубинных вод Берингова моря.

В пределах глубоководной котловины можно выделить три траектории движения глубинных вод (индикатором служат глубины менее 1750 м). По одной из них тихоокеанские воды следуют из прол. Ближнего на северо-восток к материковому склону южнее м. Наварин. От этого потока на параллели 57° с. отделяется ветвь, которая следует в Карагинский залив, а затем выходит в Тихий океан через Камчатский пролив.

Области повышенных значений глубины залегания нижней границы главного термоклина (1800—2000 м) формируются, во-первых, в центрах циклонических круговоротов (восточная часть глубоководной котловины и область к северу от Командорских островов). В эти зоны поступление тихоокеанских вод затруднено и поэтому здесь более продолжительно по сравнению с другими районами моря происходит взаимодействие глубинных и придонных вод.

Максимальные глубины залегания нижней границы главного термоклина (2000 м) наблюдаются в областях конвергенции течений. Одна из них расположена южнее м. Наварин, а центр второй находится на 57° 30′ с. ш. и 179° 30′ в. д.

Вертикальные градиенты температуры в слоях главного термоклина и глубинном варьируют по акватории Берингова моря в небольших пределах: соответственно $(1{,}1—1{,}4) \cdot 10^{-3}$ и $(0{,}4—0{,}6) \cdot 10^{-3}$ °С/м.

17.2. Короткопериодная изменчивость

Исследование короткопериодной изменчивости температуры воды важно не только в теоретическом, но и в практическом аспекте. Эта изменчивость оказывает большое влияние на миграции про-

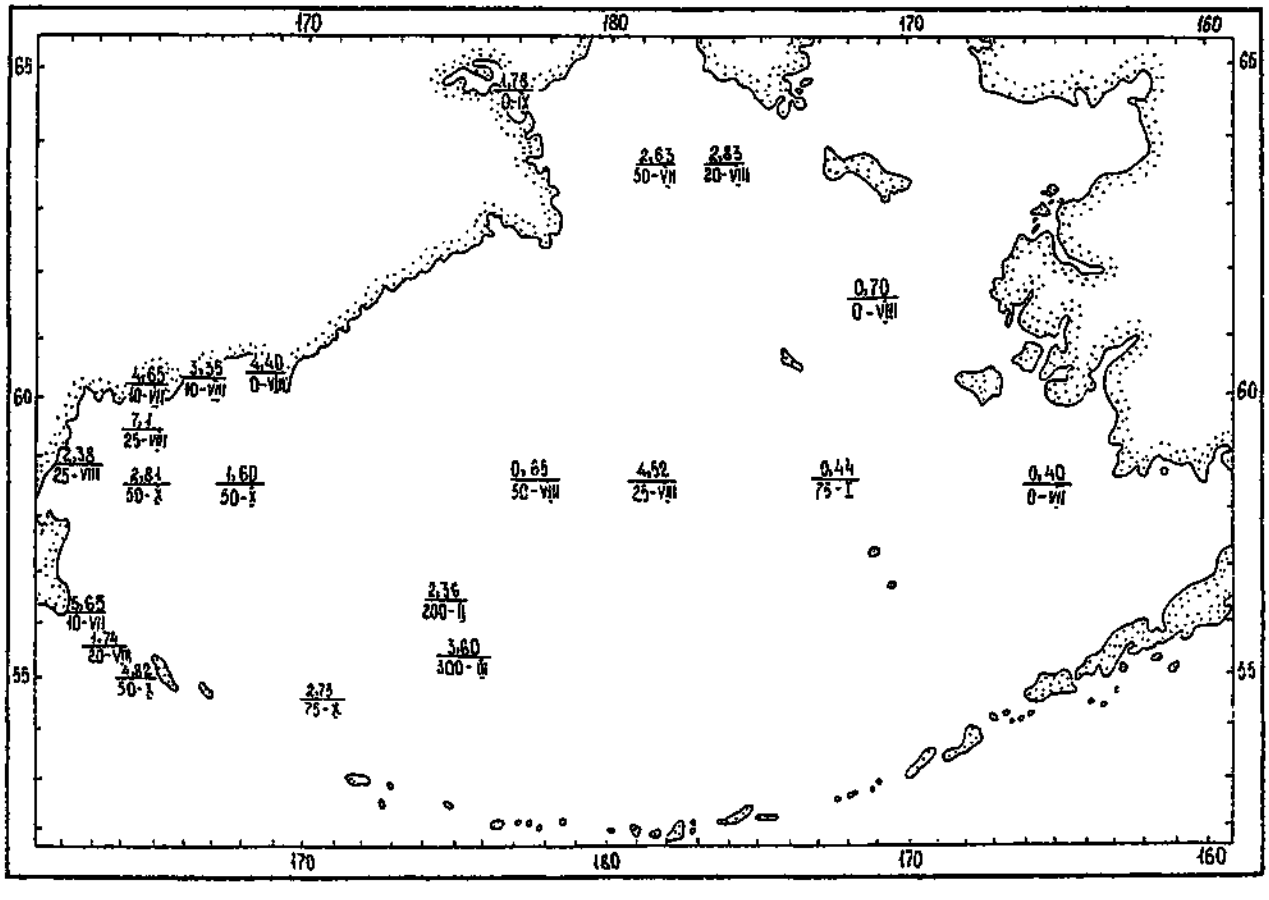


Рис. 17.7. Размах максимальных суточных колебаний температуры воды (°С) на акватории моря.

Числитель — значение; знаменатель — глубина (м) и месяц.

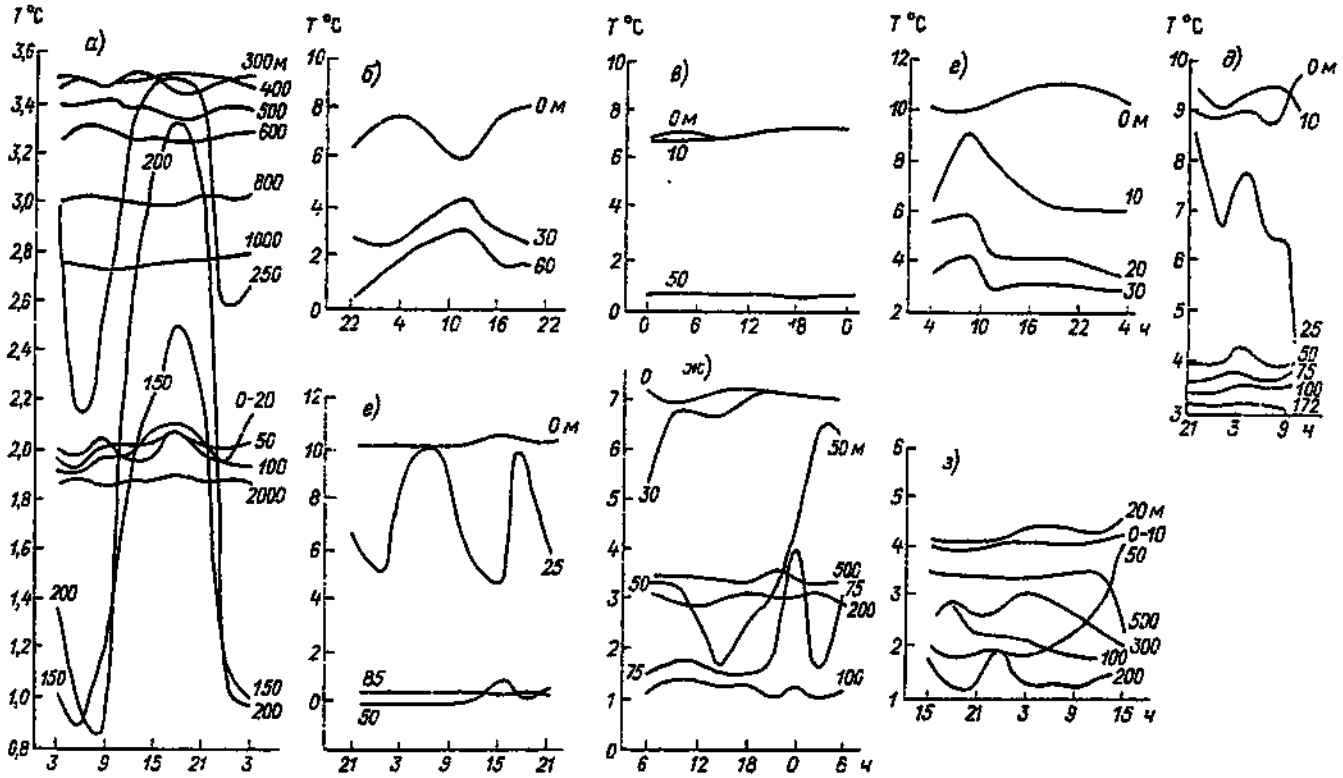


Рис. 17.8. Суточный ход температуры воды в отдельных районах Берингова моря на различных горизонтах.

а — 56° 03′ с. ш., 175° 05′ в. д., 14—15 февраля 1982 г.; *б* — 63° 41′ с. ш., 177° 36′ з. д., 10 июля 1989 г.; *в* — 57° 22′ с. ш., 165° 38′ з. д., 25—26 июля 1959 г.; *г* — 60° 17′ с. ш., 166° 04′ в. д., 28—29 июля 1950 г.; *д* — 58° 58′ с. ш., 177° 58′ з. д., 7—8 августа 1959 г.; *е* — 62° 14′ с. ш., 175° 36′ з. д., 16—17 августа 1959 г.; *ж* — 55° 38′9 с. ш., 164° 41′5 в. д., 18—19 октября 1953 г.; *з* — 58° 58′3 с. ш., 168° 06′9 в. д., 29—30 октября 1953 г.

мысловых объектов. В работах по промысловой океанографии (например, [50]) приводятся сведения о вертикальных и горизонтальных смещениях объектов промысла в зависимости от глубин залегания соответствующих изотерм или положения фронтальных зон. Знание характеристик короткопериодной изменчивости необходимо при определении доверительных интервалов прогнозируемых значений температуры в толще вод. При практических расчетах (например, акустические задачи) необходимо также учитывать вертикальные смещения слоев, разделяющих водные массы с различными характеристиками.

Суточная изменчивость температуры воды на различных горизонтах представляет собой один из сложнейших разделов термодинамики. Она обусловлена влиянием широкого спектра взаимосвязанных гидрометеорологических факторов: радиационного баланса на границе раздела вода—воздух, процессов теплообмена воздушных масс с подстилающей водной поверхностью, интенсивности волнообразования, сгонов и нагонов вблизи берегов, внутригодовых вариаций теплообмена [79].

Суточная изменчивость температуры в Беринговом море отличается большим разнообразием амплитуд и характера колебаний по вертикали и в отдельных частях исследуемой акватории. На рис. 17.7 представлено распределение по акватории моря максимальных суточных колебаний температуры воды, их глубина и соответствующие месяцы наблюдений.

В зависимости от района моря и периода наблюдений, как следует из рис. 17.7, температура воды в течение суток может измениться на 0,4—7,1 °С. Обращает на себя внимание тот факт, что в Беринговом море максимальные значения изменчивости наблюдаются в слое 0—300 м. Минимальные колебания температуры приурочены к районам со слабыми движениями водных масс. Так, на обширном восточно-беринговоморском шельфе вдали от берегов изменения температуры воды в течение суток не превышают 0,4—0,7 °С. Это связано здесь с незначительными горизонтальными градиентами гидрологических характеристик и относительно слабыми скоростями приливных и непериодических течений.

Возрастание суточных колебаний температуры воды (до 2,36—2,76 °С) происходит в динамически активных районах. Это характерно для мест вторжения в море тихоокеанских вод, где образуются вихревые образования, локализующие водные массы с различными характеристиками. Сложное перемещение их в пространстве приводит к вариациям значений температуры в точках наблюдений. В проливах и прилегающих к ним акваториях за счет приливных смещений перемешанных вод также наблюдаются периодические изменения значений (см. рис. 17.7).

Наиболее высокие значения суточных колебаний температуры воды (до 4,4—7,1 °С) проявляются на свалах глубин, а также вблизи берегов на мелководье. В этих районах отмечается интенсификация приливных и непериодических течений, а также возрастает вероятность вихреобразования. В заливах и бухтах, кроме того, имеют место процессы замещения поверхностных вод водными массами открытых районов моря или нижележащих горизонтов, что является следствием приливных движений, а также сгонно-нагонных явлений. В зимнее

время интенсивная конвекция приводит к существенному увеличению толщины ВКС с наиболее низкими для всего года значениями температуры. Пространственные градиенты температуры воды в этом слое незначительны, что приводит к существованию здесь минимальных суточных колебаний, которые не превышают 0,1—0,2 °С (рис. 17.8). В шельфовых районах, где конвекция достигает дна, отмеченные выше значения изменчивости температуры прослеживаются от поверхности до придонных горизонтов.

В глубоководной части моря на нижней границе слоя интенсивной осенне-зимней конвекции образуется слой скачка температуры, разделяющий толщу переохлажденных вод и не затронутые охлаждением водные массы (ТПС). Образующаяся плотностная стратификация приводит к возникновению на поверхностях раздела, как следует из

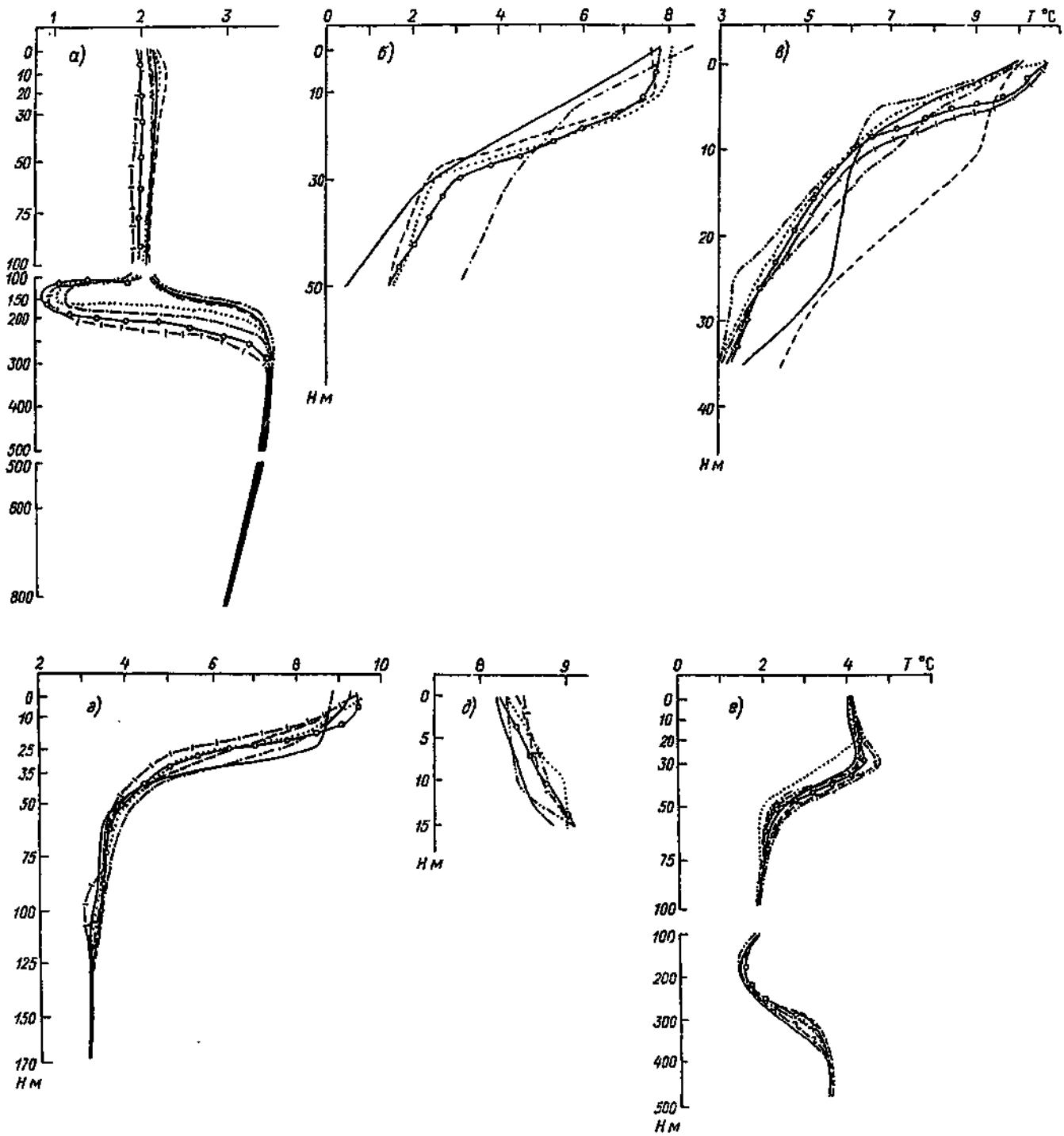


Рис. 17.9. Трансформация профилей вертикального распределения температуры воды на многосерийных станциях в отдельных районах Берингова моря.

а — 56° 03'7 с. ш., 175° 05' в. д., 13 февраля 1982 г.; *б* — 63° 41' с. ш., 177° 36' э. д., 10—11 июля 1989 г.; *в* — 60° 17 с. ш., 166° 04' в. д., 28—29 июля 1950 г.; *г* — 58° 58' с. ш., 177° 58'5 э. д., 7—8 августа 1959 г.; *д* — 64° 38'1 с. ш., 178° 10'8 в. д., 3—4 сентября 1950 г.; *е* — 58° 53'3 с. ш., 168° 06'9 в. д., 29—30 октября 1953 г.

работ [1, 11, 30, 34, 35, 40, 46, 60, 82, 85], внутренних волн, формирующихся под влиянием широкого спектра вынуждающих факторов (приливных явлений, пространственных изменений поля течений и рельефа дна, смещений барических образований и, следовательно, изменчивости полей ветра и волнения). Их суперпозиция приводит к появлению короткопериодной изменчивости температуры воды с различными временными масштабами (см. рис. 17.8). Наблюдаемые в слое 150—200 м квазисинхронные колебания температуры воды имеют, вероятно, приливное происхождение. Размах суточных изменений температуры воды в этом слое составляет 1,0—2,5 °С (с максимумом на горизонте 200 м).

Летом, когда на исследуемой акватории образуется тонкий поверхностный прогретый слой, происходит перемещение горизонта с максимальной изменчивостью температуры воды в подповерхностные слои (рис. 17.8 *д—е*). Значения температуры воды в течение суток здесь могут измениться на 2,0—4,5 °С. Однако в отдельных районах моря, где динамические процессы незначительны (например, шельф юго-восточной части моря), колебания температуры в толще вод минимальны (рис. 17.8 *в*). Вторжение в точку наблюдений (за счет приливных движений вод) более теплых вод из глубоководной котловины может привести, например, к формированию наблюдаемого пика температуры на горизонте 10 м (рис. 17.8 *г*). Временной ход температуры свидетельствует о том, что на отдельных станциях может наблюдаться (особенно при незначительной толщине ВКС) выклинивание нижележащих вод на поверхностные горизонты (рис. 17.8 *д, е*).

В теплое время года и в начальный период осеннего охлаждения в зоне распространения трансформированных тихоокеанских вод, помимо подповерхностного слоя максимальной суточной изменчивости температуры, в промежуточных водах образуется и второй слой значительных колебаний температуры воды. Отмеченный тип вертикального распределения суточной изменчивости проявляется в западной части моря и в Камчатском проливе (рис. 17.8 *ж, з*).

Анализ изменения конфигурации кривых вертикального распределения температуры воды, полученных в течение конкретных суток, дает представление о вариациях значений изменчивости температуры на отдельных горизонтах наблюдений, а также о степени трансформации вертикальных профилей температуры. На рис. 17.9 представлены характерные типы трансформации вертикальных профилей температуры воды в зависимости от периода года и расположения пунктов наблюдений на акватории моря.

В зимнее время в глубоководной котловине (рис. 17.9 *а*) наиболее существенное и практически значимое изменение конфигурации вертикального профиля температуры воды выделяется в слое 150—250 м, где наблюдаются максимальные суточные колебания температуры. В выше- и нижележащих слоях моря конфигурация профилей остается практически неизменной.

Наибольшая деформация вертикальных профилей температуры воды наблюдается в деятельном слое в июле (рис. 17.9 *б, в*). Это связано с тем, что на мелководье в первую половину лета верхний прогретый квазиоднородный слой имеет незначительную вертикальную протяженность (10—15 м), а на нижележащих горизонтах до дна наблюдается резко выраженный слой скачка температуры. Образующиеся в мелководных районах внутренние волны приводят к значительным суточным колебаниям температуры воды от поверхности до придонных горизонтов.

В августе (рис. 17.9 *г*), несмотря на большие значения суточных колебаний температуры воды в слое скачка, не наблюдается существенных деформаций вертикальных профилей.

Начинающееся в сентябре охлаждение поверхностных вод приводит к уменьшению суточных колебаний температуры, что особенно заметно на мелководье (рис. 17.9 *д*). Здесь, в основном на различных фазах приливных движений, происходят горизонтальные смещения всей толщи вод, что не оказывает существенного влияния на деформацию вертикальных профилей. В осеннее время также не наблюдается существенных изменений вертикального профиля температуры и в глубоководной части моря (рис. 17.9 *е*).

17.3. Внутригодовая изменчивость

Внутригодовые изменения температуры воды Берингова моря достигают значительных величин и зависят от изменчивости компонентов теплового баланса водной поверхности и перераспределения тепла в толще моря за счет горизонтальных и вертикальных движений вод различного происхождения: водообмена с соседними регионами Мирового океана, турбулентной теплопроводности, а также других факторов. В отличие от суточного, годовой ход температуры воды значительно сильнее сказывается на физических, химических и биологических процессах исследуемой акватории.

Сравнительно полное представление о годовом ходе температуры воды на акватории моря и в отдельных ее частях складывается при анализе значений и сроков наступления экстремумов, а также интенсивности процессов нагревания и охлаждения водных масс [57, 66—68, 73, 81].

В наших исследованиях применялись только средние многолетние месячные значения температуры воды на отечественных береговых станциях. На рис. 17.10 представлены характерные кривые, отражающие особенности годового хода температуры воды в прибрежной зоне Берингова моря. Анализ имеющихся кривых показывает, что они, как правило, имеют однотипную конфигурацию и различаются лишь значениями в отдельные месяцы.

Минимальных значений температура воды в прибрежной зоне Берингова моря достигает в декабре. По продолжительности стояния наиболее низких температур прибрежная зона делится на два неодинаковых по протяженности района. Первый простирается от Берингова пролива до Карагинского залива. Здесь минимальные значения температуры воды выделяются по апрель включительно. Второй район — это юго-западное побережье, охватывающее станции Мыс Озерной и Мыс Африка, а также станцию на о. Беринга. Период минимальных температур здесь на месяц короче и заканчивается в марте (см. рис. 17.10).

Наиболее низкие значения температуры воды в прибрежной зоне (достигающие −1,4 ... −1,6 °С) наблюдаются в мелководных заливах, которые значи-

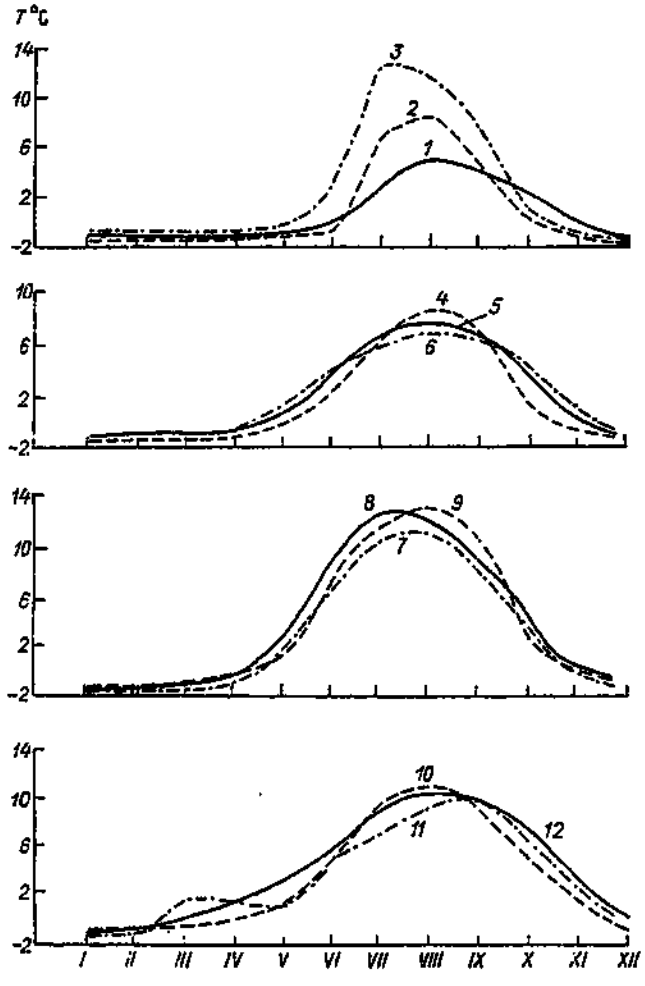


Рис. 17.10. Годовой ход температуры воды на береговых станциях Берингова моря.

1 — о. Ратманова; *2* — Эгвекинот; *3* — Анадырь; *4* — бух. Угольная; *5* — Красная; *6* — Топата-Олюторская; *7* — бух. Лаврова; *8* — Корф; *9* — Оссора; *10* — Мыс Озерной; *11* — Мыс Африка; *12* — о. Беринга.

тельно вдаются в материк (Карагинском, Анадырском и Креста). В эти районы (из-за малых глубин) затруднено поступление вод из глубоководной части моря, которые имеют более высокий теплозапас, и, кроме того, здесь в зимнее время более низкие значения температуры воздуха.

На участках побережья, подверженных отепляющему воздействию трансформированных тихоокеанских вод, значения температуры воды в зимнее время не опускаются ниже −0,8 ... −1,0 °С. Это характерно для станций на о. Ратманова и в крайней юго-западной части моря (см. рис. 17.10).

У берегов Олюторско-Наваринского района, где вследствие расхождения течений существует квазистационарный подъем глубинных вод, в зимнее время также отмечаются повышенные значения температуры воды, которые не опускаются ниже −1,0 °С (станции Красная и Топата-Олюторская на рис. 17.10).

На большей части рассматриваемого побережья максимальная температура прибрежных вод отмечается в августе (см. рис. 17.10). Исключением являются области, прилегающие к станциям Анадырь и Корф, где наибольший прогрев наблюдается в июле. Связано это с тем, что здесь доминирующее влияние на температуру прибрежных вод оказывают речные воды, максимальные значения температуры которых отмечаются в июле [22].

Выделяются также участки побережья, на которых период максимальных температур достигает 2 мес. Так, данные ст. бух. Лаврова свидетельствуют о том, что максимум температуры воды проявляется в июле—августе, а на ст. Мыс Африка — в августе—сентябре. Отмеченная особенность кривых годового хода на этих участках побережья связана с адвекцией вод. В первом случае — вод материкового стока. Подтверждением этому могут служить средние месячные значения температуры воды впадающей поблизости р. Пахачи [23]. В ее водах максимум температуры наблюдается в июле (11,2 °С) и августе (10,6 °С). В то же время участок побережья у м. Африка находится под влиянием трансформированных в Алеутско-Командорских проливах тихоокеанских вод, в которых вследствие интенсивного приливного перемешивания вод происходит смещение максимума температуры на сентябрь. В результате их последующего смешения с водами Берингова моря (по мере продвижения в циклоническом круговороте юго-западной части моря) происходит смещение времени наступления максимальной температуры поверхностных вод на август—сентябрь, что и отмечается на ст. Мыс Африка (см. рис. 17.10).

Самый низкий прогрев поверхностных вод в прибрежной части моря летом отмечается в районе Берингова пролива (ст. о. Ратманова) и в зал. Креста (ст. Эгвекинот). Здесь значения температуры воды составляют соответственно 4 и 7 °С (см. рис. 17.10). Доминирующими факторами выделяющегося слабого прогрева поверхностных вод являются наиболее низкие значения температуры воздуха на протяжении большей части года и наличие мощного ледяного покрова, наблюдаемого после суровых зим круглый год.

Наиболее высокие значения температуры воды летом отмечаются в прибрежных районах мелководных заливов и бухт, что характерно для вершины Анадырского залива, а также Олюторского и Карагинского заливов, температура воды в которых достигает 11,5—13,5 °С (см. рис. 17.10).

В районах, подверженных адвекции тихоокеанских вод (например, южное побережье Камчатки) температура воды летом не превышает 10—11 °С. Уменьшение температуры прибрежных вод между мысами Олюторским и Наварин до 7—8 °С (см. рис. 17.10) является следствием подъема глубинных вод у корякского побережья.

В открытых районах Берингова моря температура воды на поверхности в летнее время несколько ниже, чем в заливах и бухтах (рис. 17.10—17.12). В то же время, если сравнивать значения в глубоководной и шельфовой частях моря, то выясняется, что в пределах глубоководной котловины Берингова моря температура выше как на момент наибольшего прогрева, так и в период максимального охлаждения поверхностных вод (см. рис. 17.11, 17.12), когда значения температуры воды не опускаются ниже 0,3—0,4 °С. Причем наибольший теплозапас имеют воды в районах Алеутских проливов (квадраты 76 и 175 на рис. 17.11) или на прилегающих к ним акваториях (например, кв. 240 на рис. 17.11). В глубоководном районе моря самая низкая температура поверхностных вод проявляется в

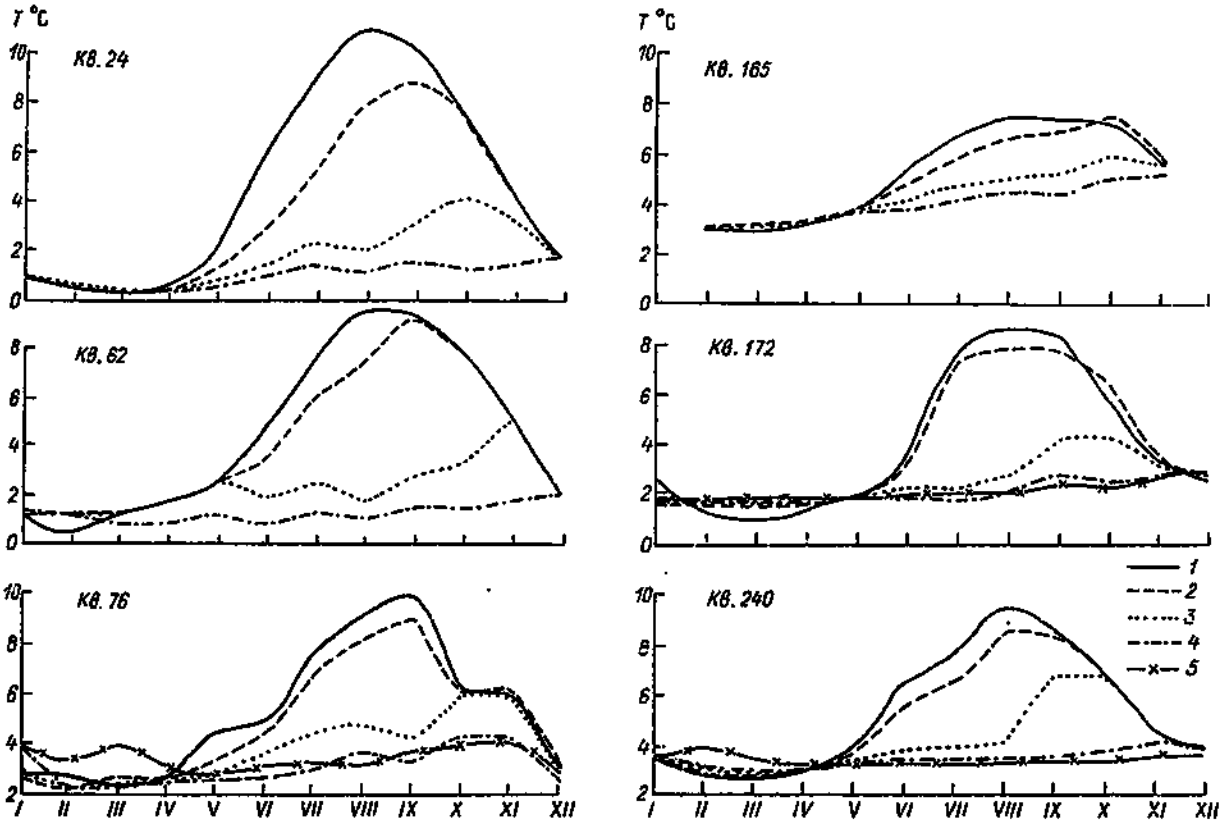


Рис. 17.11. Годовой ход температуры воды в отдельных квадратах глубоководной части Берингова моря на различных горизонтах.

1 — 0 м; *2* — 20 м; *3* — 50 м; *4* — 100 м; *5* — 150 м.

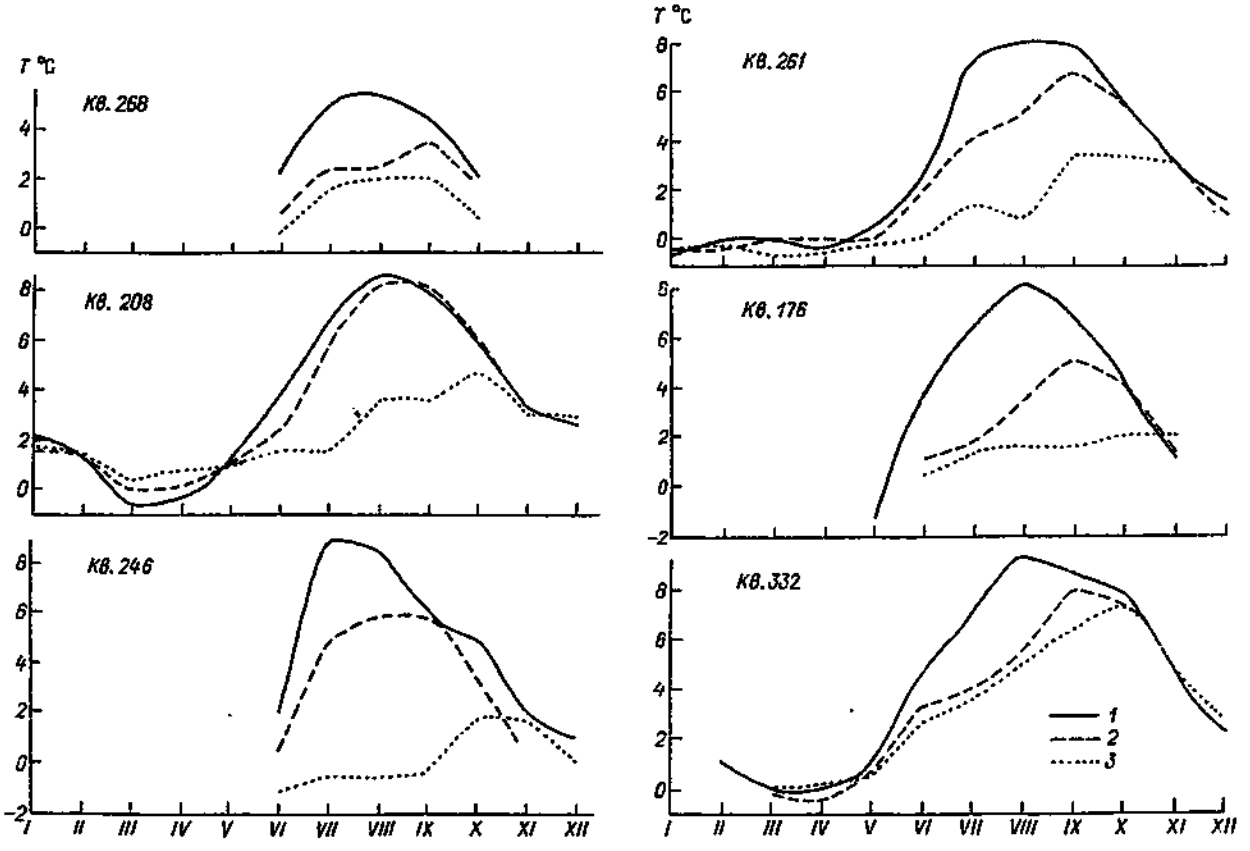


Рис. 17.12. Годовой ход температуры воды в отдельных квадратах шельфовой части Берингова моря.

Условные обозначения см. на рис. 17.11.

западной и северной его частях (квадраты 24, 62 и 172 на рис. 17.11).

Наблюдаемая пространственная дифференциация поверхностной температуры связана главным образом с адвекцией более теплых вод из Тихого океана в глубоководную часть Берингова моря, с одной стороны, и затратами тепла на таяние ледяного покрова на шельфе, с другой.

На большей части акватории Берингова моря период наибольшего охлаждения поверхностных вод заканчивается в апреле. В отдельных районах моря, где образуется мощный ледяной покров (Анадырский залив, центральная часть восточно-беринговоморского шельфа и акватория Берингова пролива), к настоящему времени нет данных океанографических наблюдений в зимнее время. Привлекая для анализа известные сведения о гидрологическом режиме Берингова моря и других субарктических и арктических районов Мирового океана [5, 12, 59, 90, 151], можно предположить, что минимальные значения температуры воды здесь должны наблюдаться в течение всего периода существования ледяного покрова.

Время наступления максимального прогрева поверхностных вод на большей части Берингова моря приходится на август. В то же время в динамически активных зонах, где происходит интенсивный вертикальный обмен поверхностных и нижележащих вод, пик наибольшего прогрева смещается на сентябрь (например, прол. Ближний), а в районе центральных проливов Алеутской гряды период наибольшего прогрева поверхностных вод растягивается с августа по октябрь. На прилегающих к проливам акваториях моря, которые заполнены трансформированными тихоокеанскими водами, максимум температуры воды приходится на август—сентябрь (рис. 17.11—17.13).

Максимальная температура воды на горизонте 20 м формируется на первом этапе термической конвекции (в результате осеннего охлаждения поверхностных вод). Это происходит, как правило, в сентябре. Однако в зонах интенсивного вертикального перемешивания вод (например, районы свала глубин и акватории, прилегающие к мелководным проливам Алеутской гряды), время наступления максимума температуры воды на горизонте 20 м смещается на август—сентябрь (см. рис. 17.11, 17.13).

По мере возрастания глубин происходит еще большее смещение времени наступления пика максимальной температуры воды. Там, где процессы вертикального и бокового обмена сравнительно интенсивны (например,юг восточно-беринговоморского шельфа, свал глубин и акватория Берингова пролива), максимум температуры воды на горизонте 50 м наступает в сентябре—октябре. В более спокойных регионах моря максимум температуры на горизонте 50 м наступает, как правило, в октябре—ноябре (см. рис. 17.12, 17.13).

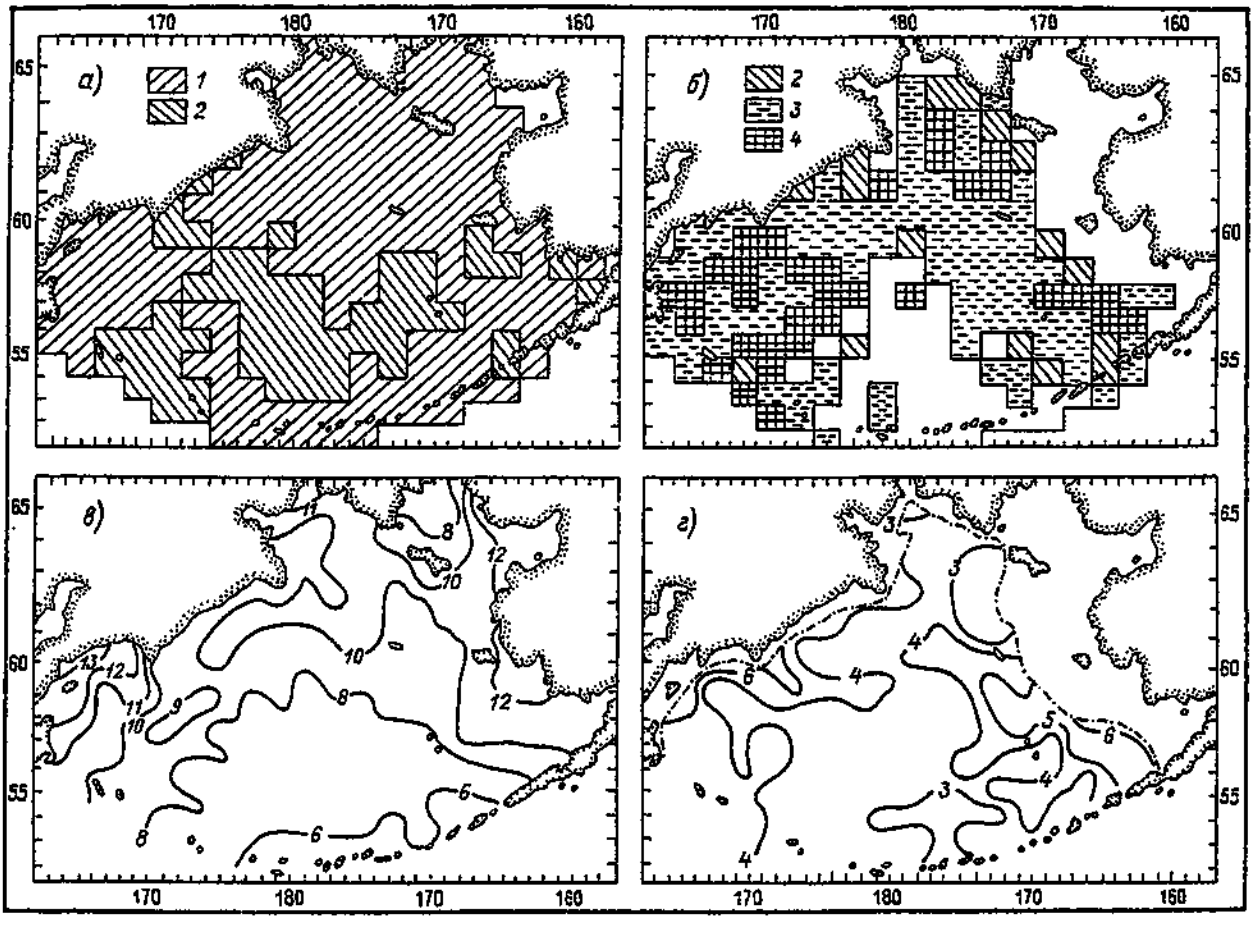


Рис. 17.13. Время наступления максимальной температуры воды на поверхности (*а*) и на горизонте 50 м (*б*), а также внутригодовые колебания температуры воды (°С) на поверхности (*в*) и на горизонте 50 м (*г*).

1 — август; *2* — сентябрь; *3* — октябрь; *4* — ноябрь.

Наиболее показательной величиной, характеризующей внутригодовую изменчивость, является годовой размах температуры воды. В каждом квадрате он получен как разность между максимальной и минимальной температурой воды на соответствующей кривой годового хода. В шельфовых районах моря, где на период существования ледяного покрова отсутствуют данные наблюдений, при определении минимальных значений принято следующее допущение. Пространственно-временно́е распределение солености вод в районе восточно-беринговоморского шельфа свидетельствует о том, что значения в толще вод изменяются от 30,00 до 32,75 ‰. Температура замерзания для вод данного интервала солености варьирует от −1,63 до −1,80 °С. Поэтому, принимая в качестве минимальной температуры воды отмеченные выше значения, мы допустим ошибку в квадратах шельфовой зоны не более 0,17 °С.

Распределение значений внутригодовых колебаний температуры поверхности воды представлено на рис. 17.13 *в*, из которого следует, что максимальные значения (12—14 °С) приурочены к прибрежным районам моря (Бристольский, Анадырский, Карагинский и Олюторский заливы). В этих районах в летнее время наблюдается максимальная температура воды.

Наиболее низкие значения изменчивости (4,5—5,6 °С) наблюдаются на акваториях проливов Алеутской гряды, а также на прилегающих к ним акваториях моря (рис. 17.13 *в*). Здесь вследствие интенсивного вертикального обмена поверхностных вод с нижележащими формируются самые высокие (для моря) значения температуры воды в зимнее время и относительно низкие — летом. Низкие значения (6—7 °С) внутригодовой изменчивости в районе Берингова пролива связаны с малым прогревом поверхностных вод.

На горизонте 50 м значения внутригодовой изменчивости температуры воды, как правило, меньше поверхностных в 2—4 раза. Распределение значений, как следует из рис. 17.13 *в* и *г*, более сложное, чем на поверхности моря. Однако прослеживается и определенная закономерность. Наибольшая изменчивость, как и на поверхности, отмечается в Бристольском, Карагинском и Олюторском заливах, а также в зоне свала глубин. Это связано с максимальным теплозапасом поверхностных вод в летнее время, а также с передачей тепла на нижележащие горизонты в осеннее время (на первой фазе термической конвекции).

Минимальная внутригодовая изменчивость температуры на горизонте 50 м, как и на поверхности моря (и по той же причине), отмечается в проливах Алеутской гряды и в местах распространения трансформированных тихоокеанских вод. Также низкие значения внутригодовых колебаний наблюдаются в центральной части восточно-беринговоморского шельфа и в Анадырском заливе, что в этих районах связано с незначительной толщиной верхнего прогреваемого в летнее время слоя, теплозапас которого существенно не меняет характеристики вод на горизонте 50 м при осенней термической конвекции.

С дальнейшим возрастанием глубин происходит постепенное уменьшение значений внутригодовой изменчивости температуры воды. Недостаточное количество данных наблюдений в отдельные месяцы, а также невысокие значения изменчивости (например, на горизонтах 100—150 м они, как правило, не превышают 1,5—2,3 °С) не позволяют сейчас корректно рассмотреть их дифференциацию на акватории моря. В то же время можно отметить, что максимальные значения отмечаются в местах вторжения и дальнейшего распространения по акватории моря тихоокеанских вод, а также в областях наиболее интенсивной осенне-зимней конвекции (свал глубин у берегов Камчатки), где термодинамические процессы наиболее интенсивны.

17.4. Межгодовая изменчивость

При исследовании динамики численности промысловых животных в западной части моря в качестве основного предиктора до настоящего времени [5, 26, 27, 36] используют температуру воды на Авачинском разрезе, расположенном за пределами Берингова моря. Это оправдано, так как процессы, происходящие в гидросфере всего восточного побережья п-ова Камчатка, в целом однонаправленные.

В середине 70-х годов была проведена первая попытка [140] провести исследования изменчивости температуры воды в юго-восточной части моря. Все дальнейшие исследования американских [94, 137, 140, 149, 150] и японских [121] ученых были посвящены изучению колебаний температуры воды о-вов Прибылова и одна из работ [149] — флюктуации ледовитости в районе восточно-беринговоморского шельфа. Из-за недостатка необходимого количества фактического материала авторы рассматривали ряды, состоящие из 8—12 лет. Поэтому найти какую-либо закономерность изменения в гидросфере не представляется возможным. В целом в этих работах был рассмотрен период с 1963 по 1983 г.

Между тем вопрос многолетних колебаний гидрологических параметров имеет важное значение в связи с необходимостью оценки влияния природных условий на динамику численности промысловых объектов. Поэтому одной из основных задач промысловой океанографии является поиск такого критерия, который бы позволил иметь максимально длинный ряд многолетних наблюдений.

К сожалению, в Беринговом море нет векового разреза, как, например, Кольский в Баренцевом море. Но если бы он и был, представить тепловое состояние всего бассейна по одному разрезу невозможно, так как в дальневосточных морях нередки случаи противофазности между востоком и западом, между севером и югом. Данные же береговых станций не могут отразить суть процессов, происходящих в открытом море. Поэтому в качестве критерия термического состояния в последние годы берется общая ледовитость моря [87, 88, 119], регулярные наблюдения за которой осуществляются с 1960 г. Другим не менее важным критерием термического состояния является положение южной границы остаточных зимних вод у дна восточно-беринговоморского шельфа летом [88, 89, 120].

Область холодных вод зимнего охлаждения занимает огромное пространство от Анадырского до Бристольского залива, и в зависимости от интенсивности зимнего выхолаживания меняется ее площадь. За внешнюю границу этой области Такеноути и Отани [169] приняли изотерму 2 °С.

Положение изотермы 2 °С год от года меняется. Наиболее сильное колебание отмечается между о. Св. Матвея и п-овом Аляска. В холодные годы изотерма 2 °С максимально приближена к п-ову Аляска, тогда как в очень теплые годы она смещается к северу до о. Св. Матвея.

Использование изотермы 2 °С как индикатора термического состояния восточной части Берингова моря вполне оправдано. Начиная с 1955 г. ежегодно здесь проводятся судовые наблюдения за температурой воды в придонном слое. Несмотря на различия целей и задач экспедиционных исследований, имеющиеся материалы позволили зафиксировать ежегодное положение южной границы холодных вод в июле—августе начиная с 1955 г.

Для исследования межгодовых колебаний термических условий, прежде всего, необходимо, чтобы положение изотермы имело численное выражение. Для этого было измерено расстояние от северо-западной оконечности п-ова Аляска (м. Лескова) до южной границы распространения холода (ЮГХ) в милях. Для простоты представления участок шельфа между м. Лескова и о. Св. Матвея был разбит на 100 равных частей n, а положение ЮГХ численно выражалось в kn-милях, где n равно 4,2 мили. Безразмерное k означает индекс относительного теплового состояния (ОТС) придонных шельфовых вод.

В нормальные годы индекс ОТС находится в пределах 20—30, в аномально холодные — 0—10, умеренные холодные — 10—20, умеренно теплые — 30—40 и аномально теплые — от 40 и выше.

Из имеющегося ряда наблюдений к аномально холодным годам относятся 1959, 1960, 1972—1976, 1986 гг., к умеренно холодным — 1961, 1962, 1964, 1966, 1968, 1971, 1984, 1985 гг., к нормальным — 1956, 1963, 1965, 1970, 1977 гг., к умеренно теплым — 1980, 1982, 1988 гг., к аномально теплым — 1955, 1958, 1967, 1969, 1978, 1979, 1981, 1983, 1987, 1989 гг.

Общий вид графика многолетней изменчивости (рис. 17.14) свидетельствует о преобладании квазиодиннадцатилетней цикличности. В течение последних 35 лет фазы потепления в восточной части Берингова моря всегда совпадали с эпохами максимальной солнечной активности. Так было в конце 50-х годов (1955—1958), в конце 60-х годов (1967—1970) и в конце 70-х — начале 80-х годов (1978—1983). Очередное потепление, начавшееся в 1987 г., совпадает с восходящей ветвью чисел Вольфа.

В период спада солнечной активности в восточной части Берингова моря отмечалось резкое похолодание с сильным смещением ЮГХ в южном направлении до п-ова Аляска. Известны три холодных периода: 1959—1966, 1971—1976 и 1984—1986 гг.

Для теплых периодов характерно наличие не менее двух гребней положительных аномалий, между которыми находится относительно холодный год, т. е. на фоне 11-летней цикличности ярко проявляются 2-летние колебания.

Связь между солнечной активностью и положением ЮГХ опосредована через атмосферные процессы, крупномасштабные изменения которых находят отклик в океане. Водная среда обладает большой инерцией и „памятью" по отношению к имеющим место атмосферным воздействиям на нее. Учитывая, что наибольшее динамическое воздействие

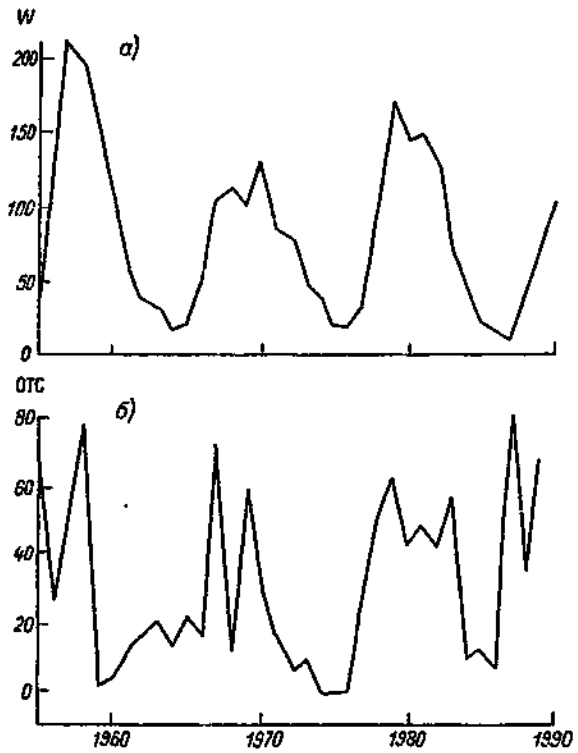


Рис. 17.14. Многолетние колебания чисел Вольфа W ($а$) и относительного теплового состояния ОТС ($б$) восточной части Берингова моря.

на океан атмосферные процессы оказывают в холодное полугодие, рассмотрены особенности процессов в декабре—феврале. При этом в качестве показателя атмосферных процессов взята циклоническая деятельность [19, 43].

В среднем многолетнем плане зимой над северной частью Тихого океана наблюдаются две области с наибольшей повторяемостью дней с циклонами. Одна расположена в районе зал. Аляска, другая — в районе Командорских островов.

В зимы, предшествующие теплым годам, над северной частью Тихого океана преобладали меридиональные процессы. Ось наибольшей повторяемости дней с циклонами проходит с юго-запада на северо-восток. Такое ее положение свидетельствует об интенсивном притоке тепла с южных широт в сторону восточной части Берингова моря, благодаря чему здесь устанавливаются сравнительно мягкие зимы [14—16].

В холодные годы, наоборот, над Беринговым морем и южнее его преобладают зональные процессы. Ось наибольшей повторяемости дней с циклонами проходит южнее Алеутских островов и имеет широтное направление. В данном случае происходит усиление притока арктических воздушных масс в восточную часть Берингова моря, что приводит к установлению суровых зим.

Так, сильные северные ветры, наблюдавшиеся в зимние сезоны 1973—1976 гг., привели к аномально южному смещению ЮГХ и понижению температуры воздуха в районе о-вов Прибылова ниже нормы, тогда как при последующем усилении южных ветров в конце 70-х годов, ЮГХ была смещена аномально к северу, и, естественно, повысилась температура воздуха.

Ледовитость является важным показателем термического состояния любого субарктического моря. Учитывая, что ледяной покров является наиболее доступным видом океанологической информации, его можно использовать при мониторинге. Тем более, что в настоящее время имеется архив декадной ледовитости Берингова моря начиная с 1960 г.

Зимняя ледовитость определялась путем осреднения ежедекадной информации за период январь—апрель. Такое осреднение позволило исключить внутрисезонную вариацию ледовых условий, свойственную Берингову морю [48] вследствие кратковременных нарушений ведущего макроциркуляционного процесса в атмосфере, связанного с нетипичными перемещениями крупных циклонов.

В пределах наблюдаемого ряда (1960—1990 гг.) средняя зимняя ледовитость испытывала большие межгодовые колебания: от 18 % в самый теплый 1979 г. до 42 % в самый ледовитый 1976 г. В нормальные годы средняя зимняя ледовитость составляла 31 %.

Спектральный анализ не выявил явного преобладания какой-либо одной периодичности. Наибольший вклад все-таки вносит 11-летняя цикличность, затем по значимости стоят 5—6-летний цикл и 2-летняя периодичность [71, 75].

По аномалии ледовитости можно зафиксировать чередование циклов холодных и теплых лет: 1960—1965 гг. — холодный, 1966—1970 гг. — теплый, 1971—1977 гг. — холодный, 1978—1983 гг. — теплый и совпадение их с ранее выявленными цикличностями при анализе колебаний ЮГХ. Особенно ярко проявляется это соответствие при сглаживании короткопериодных колебаний, произведенном путем скользящего пятилетнего осреднения данных (рис. 17.15). Сопряженность межгодового колебания ледовитости и ОТС обусловлена прямой зависимостью их от крупномасштабных изменений синоптических процессов в северной части Тихого океана.

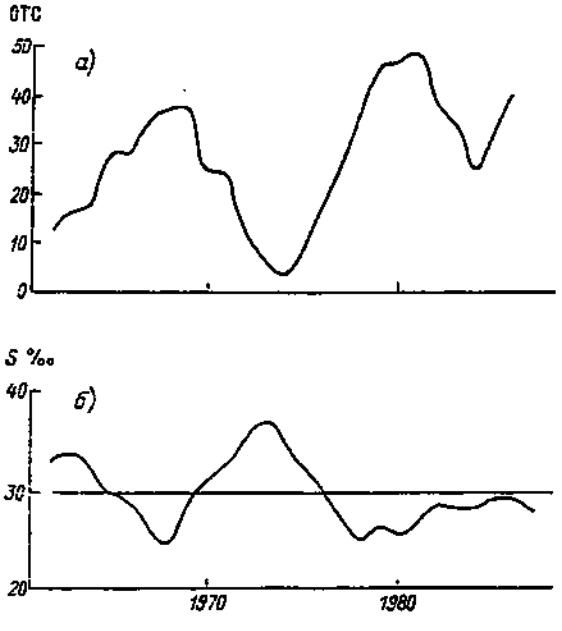


Рис. 17.15. Многолетние колебания относительного теплового состояния ОТС (*а*) и ледовитости моря *S* (*б*) при пятилетнем скользящем осреднении.

Ледовитость и термические условия Берингова моря не только обусловливаются одной общей причиной, но и взаимозависимы. К примеру, усиление притока холодных воздушных масс из Арктического бассейна приводит к резкому отклонению температуры воздуха и воды ниже средних значений; усиливается конвекция на шельфе, интенсифицируется процесс ледообразования. Постоянные северные ветры обусловливают преимущественный дрейф ледяных полей в южном направлении. В очень суровые зимы, как, например, в 1976 г., кромка льда смещается на юг до 56° с. ш., тогда как в аномально теплые годы она не опускается южнее 58° с. ш.

Почти весь шельф, за исключением Унимакского района, в суровые зимы покрывается ледяными полями. После таких зим часть солнечной радиации расходуется на то, чтобы растопить ледяные массивы, тогда как в теплые годы вся солнечная энергия идет на прогрев воды. В холодные годы весенние процессы в море протекают с запаздыванием, а в апреле, мае и июне значения температуры ниже обычного, т. е. очевидна внутригодовая преемственность термических условий.

По данным многолетних наблюдений на стандартном разрезе, выполняемом летом в восточной части моря (табл. 17.1), известный [121, 140] цикл похолодания 70-х годов начался в 1970 г., когда температура воды в слое 0—100 м по сравнению с предыдущим теплым годом понизилась на 0,8 °С в открытом море и на 2 °С на шельфе. В течение последующих 6 лет температура воды в том и другом районах была заметно ниже средних многолетних значений, соответственно равных 4,6 и 3,8 °С. Особенно сильное понижение температуры произошло в 1972, 1975 и 1976 гг.: в мористой части разреза на 0,5—1,0 °С, в шельфовой — на 1,2—2,0 °С.

В 1977 г. произошло заметное потепление, в результате чего температура воды достигла среднего многолетнего уровня. В дальнейшем наблюдалась устойчивая тенденция к увеличению температуры воды с сохранением аномально высоких значений до 1983 г. Причем, как и в период предыдущего потепления (1966—1969 гг.), в нечетные годы всегда было заметно теплее, чем в четные.

С глубиной 2-летнее колебание быстро затухает, а ниже горизонта 200 м практически не прослеживается. Тем не менее тенденция к повышению температуры, наметившаяся во второй половине 70-х годов, сохранилась вплоть до 500 м. Однако, если в верхнем 100-метровом слое смена знаков аномалий произошла в 1978 г., то с глубиной переходный момент был смещен к более поздним годам: в слое 200—300 м — в 1979 г., на горизонте 500 м — в 1980 г.

Несмотря на сдвиг начальной фазы потепления с глубиной, поля температуры выше 300 м тесно взаимосвязаны между собой и с положением ЮГХ на шельфе летом, которая в свою очередь находится в обратной зависимости от ледовых условий (табл. 17.2).

Условно примем градацию [92], когда при $P \leq |0{,}50|$ — связь несущественная; $|0{,}75| \geq P > |0{,}50|$ — связь прогностическая; $P > |0{,}75|$ — связь инерционная.

Таблица 17.1

Межгодовые изменения средней температуры воды (°С) на квазистандартном разрезе в июле

Год	Аномалия ледовитости ΔS, %	ОТС	Шельф				Открытое море (глубина более 120 м)			
			$T_{0-дно}$	T_{0-100}	T_{0-30}	T_{50-100}	$T_{мин}$	T_{200}	T_{300}	T_{500}
1966	−4,9	14	3,70	4,50	—	—	—	—	—	—
1967	−9,9	73	5,00	5,20	—	—	—	—	—	—
1968	−4,6	11	3,10	4,20	—	—	—	—	—	—
1969	−4,3	58	5,10	5,30	—	—	—	—	—	—
1970	−1,0	29	3,10	4,47	—	—	—	—	—	—
1971	5,9	17	2,63	3,70	—	—	—	—	—	—
1972	4,4	7	1,84	3,63	—	—	—	—	—	—
1973	2,1	10	2,25	4,0	—	—	—	—	—	—
1974	2,9	0	2,86	4,18	—	—	—	—	—	—
1975	7,6	0	2,13	3,85	5,35	2,92	2,55	3,16	3,42	3,48
1976	11,1	0	1,74	4,06	5,42	3,35	3,16	3,18	3,53	3,47
1977	7,0	20	3,87	4,75	6,68	3,70	3,11	3,26	3,55	3,43
1978	−7,5	50	4,69	5,09	6,44	4,15	3,11	3,36	3,56	3,50
1979	−11,5	64	6,22	5,83	8,05	4,41	3,77	3,79	3,73	3,48
1980	−1,9	40	4,59	5,14	6,34	4,02	3,44	3,60	3,74	3,54
1981	−2,0	49	5,72	5,52	7,40	4,40	3,50	3,70	3,72	3,54
1982	−6,7	30	4,24	4,84	5,85	4,12	3,68	3,78	3,74	3,50
1983	−2,2	58	5,68	6,10	7,94	4,58	3,80	3,96	3,84	3,54
1984	0,8	9	2,77	5,18	6,73	4,27	3,34	3,53	3,61	3,55
1985	−4,0	18	1,84	4,44	5,52	3,70	3,23	3,65	3,68	3,51
1986	−3,1	8	3,25	5,21	6,80	4,20	3,55	3,78	3,75	3,52
1987	−4,1	80	5,14	5,07	6,56	4,15	3,58	3,94	3,81	3,51

Примечание. $T_{0-дно}$, T_{0-100}, T_{0-30}, T_{50-100} — средняя температура воды соответственно в слоях 0—дно, 0—100, 0—30, 50—100 м; T_{200}, T_{300}, T_{500} — средняя температура воды соответственно на горизонтах 200, 300, 500 м; $T_{мин}$ — средняя температура воды на горизонте подповерхностного минимума.

Таблица 17.2

Корреляционная матрица океанологических полей

	ΔS	ОТС	$T_{0-дно}$	T_{0-100}	T_{0-30}	T_{50-100}	$T_{мин}$	T_{200}	T_{300}	T_{500}
ΔS	1,00									
ОТС	−0,76	1,00								
$T_{0-дно}$	−0,76	0,91	1,00							
T_{0-100}	−0,88	0,88	0,96	1,00						
T_{0-30}	−0,59	0,84	0,90	0,94	1,00					
T_{50-100}	−0,80	0,96	0,94	0,95	0,83	1,00				
$T_{мин}$	−0,67	0,80	0,76	0,83	0,71	0,88	1,00			
T_{200}	−0,73	0,85	0,82	0,87	0,73	0,88	0,92	1,00		
T_{300}	−0,71	0,86	0,84	0,89	0,73	0,89	0,90	0,97	1,00	
T_{500}	−0,44	0,53	0,49	0,51	0,30	0,55	0,45	0,62	0,64	1,00

Как можно заметить, коэффициенты корреляции между T_{0-100}, $T_{0-дно}$, T_{50-100}, T_{200}, T_{300} и ЮГХ превышают 0,75, т. е. связи очень существенные, что позволяет с успехом восстановить любое из этих полей при наличии одного аргумента. Это и понятно, если учесть, что указанные поля формируются в зимний период года и мало меняются в течение теплого полугодия.

Водные массы ниже 300 м представляют собой трансформированные тихоокеанские воды, поступающие через глубоководный прол. Ближний [5]. В течение года характеристики этих вод меняются незначительно и только в тонком слое, соприкасающемся с расположенными выше водными массами.

Роль солнечной радиации в формировании температурного режима подповерхностных вод (ниже 50 м) пренебрежимо мала. Весенне-летний сезонный прогрев не проникает глубже 50 м, поэтому даже в слое 50—100 м в разгар летнего сезона последствия зимнего охлаждения сохраняются без существенного изменения. Коэффициент корреляции между аномалией ледовитости и летней температурой в слое 50—100 м высок и составляет −0,8.

Несмотря на значительное повышение температуры воды на поверхности летом, связь между ΔS и T_{0-30} на уровне прогностической ($P = -0,59$). Нет сомнения в том, что в апреле—мае связь между ними более существенная и, вероятно, даже на уровне инерционной.

Таким образом, ледовитость достаточно надежно отражает тепловой баланс юго-восточной части моря не только зимнего, но и весеннего и летнего сезонов.

Для убедительности обратимся к табл. 17.3, где сведены результаты исследований, проведенных рядом авторов [88, 89, 121, 150]. Закономерности многолетних колебаний всех четырех характеристик достаточно близки друг другу, что подтверждает внутригодовую преемственность термических условий.

Таблица 17.3

Типовые по годам характеристики гидрологического состояния вод Берингова моря [88, 89, 121, 150]

Год	Средняя зимняя ледовитость	Придонная температура у о-вов Прибылова	Южная граница холодных вод летом	Средняя годовая температура на поверхности юго-восточной части моря
1963	С	С	С	С
1964	Х	С	УХ	С
1965	Х	С	Т	С
1966	Т	С	Т	УХ
1967	Т	Т	АТ	Т
1968	Т	С	УХ	С
1969	Т	Т	АТ	Т
1970	С	С	С	С
1971	Х	Х	УХ	Х
1972	Х	Х	УХ	Х
1973	С	Х	АХ	Х
1974	С	Х	АХ	Х
1975	Х	Х	АХ	Х
1976	Х	Т	АХ	Т

Примечание. Х — холодный; АХ — аномально холодный; УХ — умеренно холодный; С — средний; Т — теплый; АТ — аномально теплый годы.

Не вдаваясь в подробности сравнительного анализа отдельных типовых характеристик по годам, необходимо заметить, что для некоторых лет они не совпадают. Такие отклонения связаны, во-первых, с разнообразием методик исследований, во-вторых, с недостатком данных в отдельные годы.

Чередование ледовитых и малоледовитых периодов через 4—7 лет, имевшее место по 1983 г., впоследствии было нарушено. По аналогии с прошлыми годами с 1984 г. следовало ожидать по крайней мере четыре ледовитые зимы. Однако все последующие годы были или теплые, или средние с уровнем ледовитости ниже среднего многолетнего значения. Тем не менее 11-летняя ритмика не была нарушена, о чем свидетельствует кривая изменчивости, полученная пятилетним скользящим осреднением (см. рис. 17.15). В соответствии с 11-летней ритмикой в середине 80-х годов в целом произошло увеличение ледовитости относительно предшествующей фазы малоледовитых зим. Однако по уровню она значительно ниже, чем в предыдущие холодные периоды (ниже даже среднего многолетнего значения).

Ранее [65], по данным нескольких станций Берингова моря за 20-летний период (1953—1972 гг.), была выявлена тенденция увеличения годовых температур воды в среднем на 0,4 °С. Данные температуры воды за теплый период года на станциях Апука и Корф (рис. 17.16) подтверждают факт общего климатического потепления Берингова моря в последние 50 лет. Расчеты средних температур теплого периода за смежные 20-летия (1953—1972 и 1969—1988 гг.) по данным станций Апука и Корф показали повышение температуры на 0,3 °С, т. е. подтвердили результаты прежних исследований [64]. Таким образом, резкое потепление Берингова моря в 80-е годы произошло на фоне общего повышения температуры воды, происходящего с середины 40-х годов.

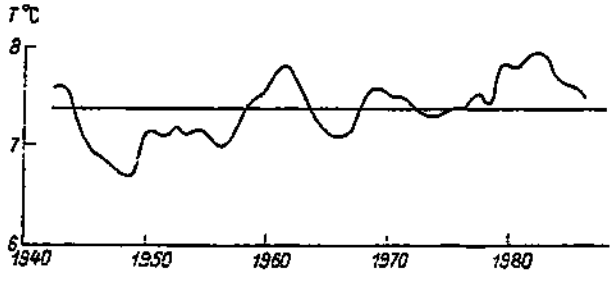


Рис. 17.16. Многолетние колебания температуры воды за теплый период года по данным станций Апука и Корф при пятилетнем скользящем осреднении.

17.5. Особенности пространственно-временного распределения

Знание особенностей пространственного распределения температуры воды на акватории Берингова моря способствует выявлению динамически активных и сравнительно спокойных районов исследуемого региона, а ежемесячные поля температуры поверхностного слоя (совместно с закономерностями вертикального распределения) в первом приближении могут служить основой для климатического прогноза термического состояния вод моря в отдельные периоды года.

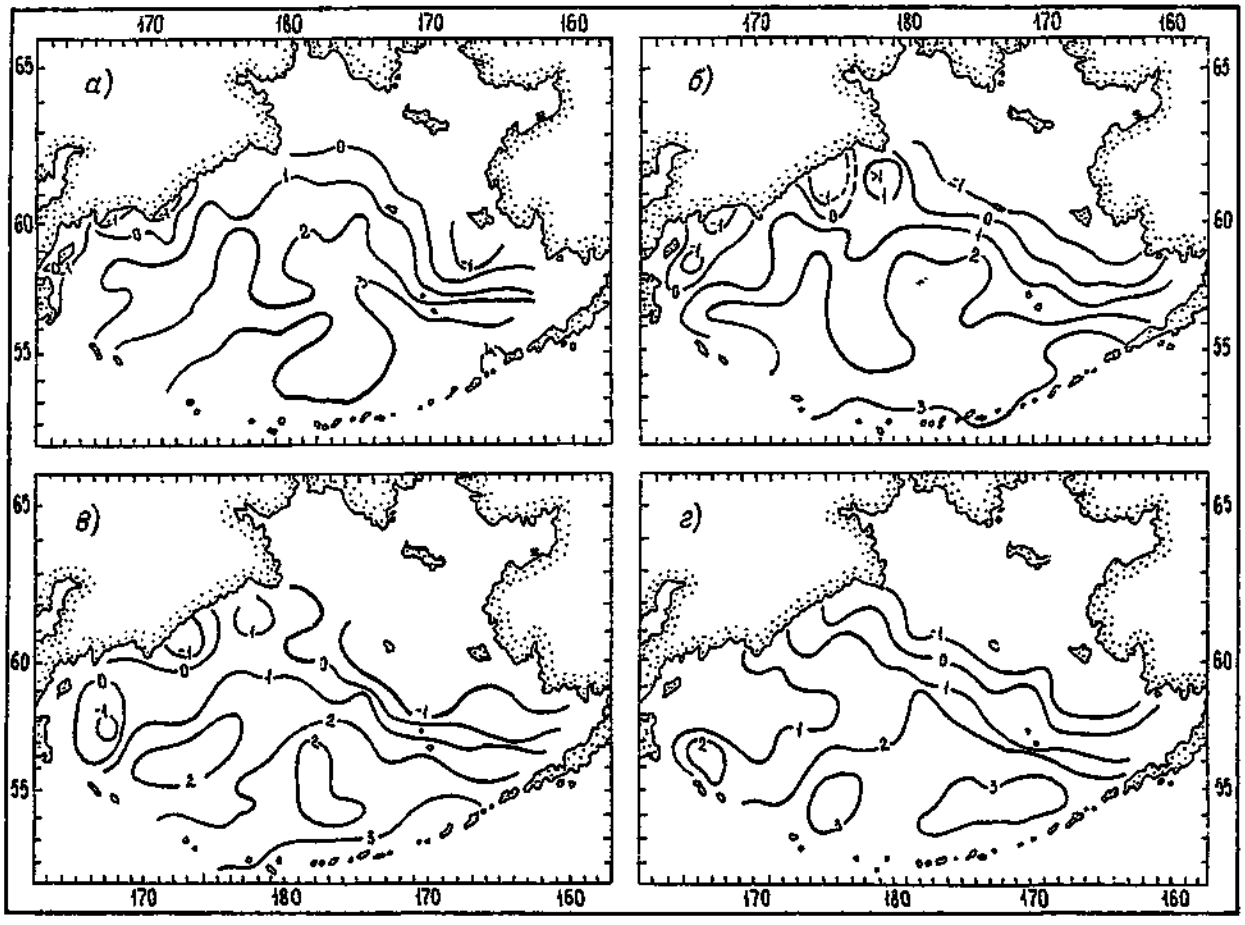
Термическое состояние толщи вод Берингова моря (особенно ее поверхностного слоя) является наиболее значимой характеристикой как для океанологов, занимающихся гидрологическими прогнозами, так и для практиков, интересы которых связаны с освоением ресурсов исследуемой акватории. Температура поверхностных вод в первую очередь отражает годовой цикл притока солнечной радиации. Региональные особенности в полях распределения температуры воды наиболее отчетливо проявляются в прибрежных водах, где велико влияние стока речных вод, особенностей формирования и разрушения ледяного покрова, а также значительна изменчивость течений с различными временными масштабами.

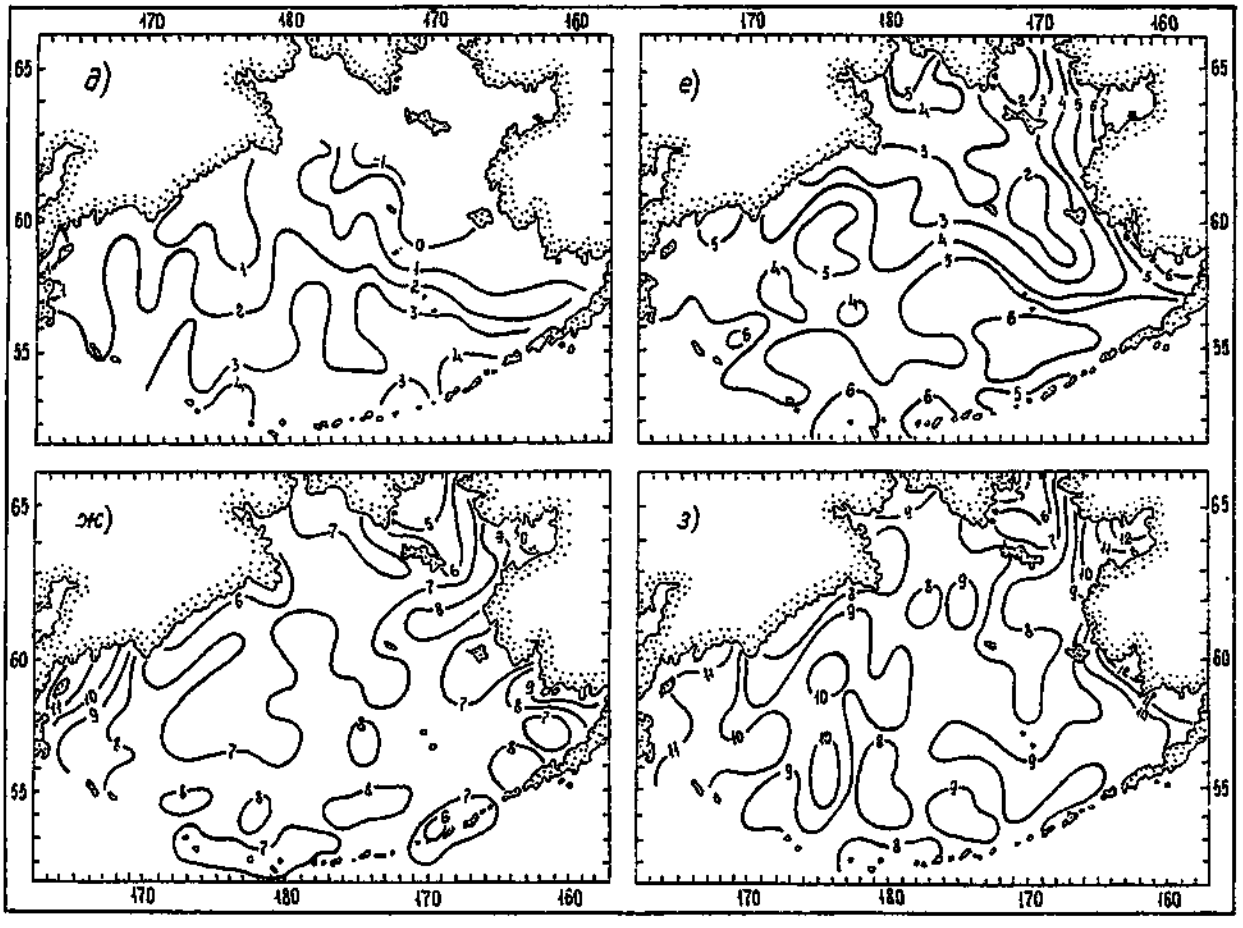
На акватории Берингова моря в течение года выделяются два периода, различающиеся между собой крупномасштабными особенностями распределения температуры поверхностных вод. За критерий выделения периодов принято термическое состояние района Алеутской гряды по отношению к полю температуры Берингова моря (рис. 17.17).

В холодное время года и в первую половину лета (с ноября по июнь) поступающие в море тихоокеанские воды являются более теплыми по сравнению с водами собственно Берингова моря.

В теплое время года (июль—сентябрь) наблюдается обратная картина пространственного распределения температуры поверхностных вод. В районе Алеутской гряды температура воды значительно ниже, чем на акватории Берингова моря. В обоих случаях причина этому — интенсивное вертикальное перемешивание вод в проливах, приводящее к перераспределению тепла по вертикали. Смешение прогретых поверхностных вод с более холодными нижележащими приводит к понижению температуры воды на поверхности.

Поле температуры в октябре является переходным между двумя вышеотмеченными термическими состояниями поверхностных вод Берингова моря. В это время на поверхности моря (включая район Алеутской гряды) отмечается значительная


а)
б)
в)
г)
170
180
170
160
65
60
55


д)
е)
ж)
з)
170
180
170
160
65
60
55

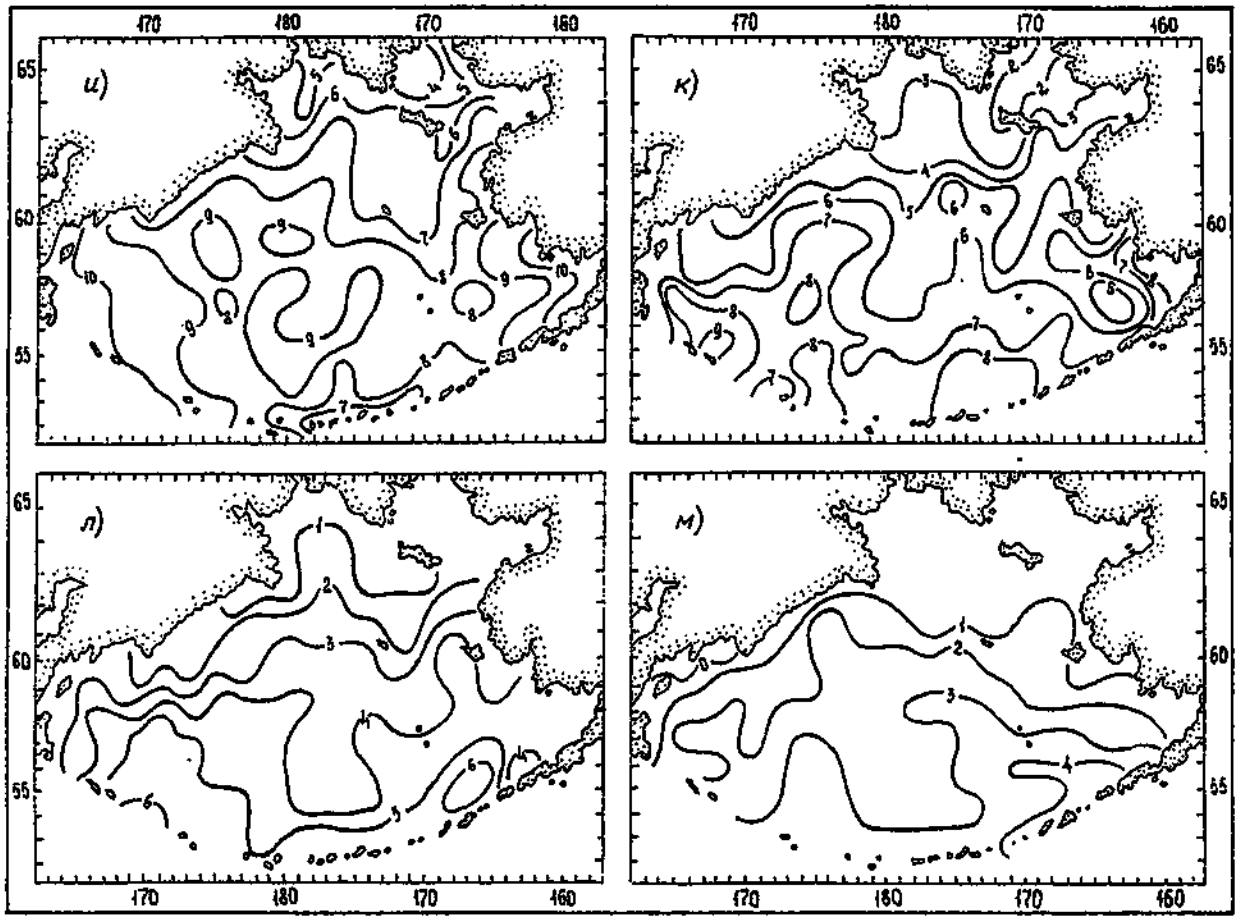


Рис. 17.17. Распределение температуры воды (°С) на поверхности Берингова моря.
а—м — соответственно январь—декабрь.

перемежаемость областей с относительно теплыми либо холодными водами.

Поля температуры поверхностных вод (см. рис. 17.17) свидетельствуют о том, что термический режим Берингова моря в значительной степени зависит от водообмена с Тихим океаном и от особенностей перераспределения трансформирующихся тихоокеанских вод по исследуемой акватории. Конфигурации изолиний 2 и 3 °С на этих картах могут служить индикатором роли отдельных проливов Алеутской гряды в водообмене моря с Тихим океаном. В январе—марте наиболее значимое для термического режима поступление тихоокеанских вод происходит в двух обширных районах: к востоку от меридиана 175° з., а также между меридианами 170 и 180 ° в. (см. рис. 17.17).

Особенности пространственного распределения температуры воды на поверхности Берингова моря в холодный период года свидетельствуют о важной, с точки зрения гидрологических прогнозов, закономерности — отсутствии льда за пределами свала глубин, связанном со сравнительно высокой температурой воды на северо-восточной периферии глубоководной котловины (от 0,5 до 1,5 °С), формирующейся в результате перемещения здесь трансформированных тихоокеанских вод.

С января по июнь (рис. 17.17 *а—е*) существуют довольно резкие контрасты (гидрологический фронт) между шельфовыми водами и водами глубоководной котловины Берингова моря.

Период повышения температуры воды на исследуемой акватории начинается в мае. Наиболее заметен этот процесс в проливах Алеутской гряды, где температура повышается до 3,50—4,19 °С. Область отрицательных значений температуры воды на восточно-беринговоморском шельфе существенно уменьшается (рис. 17.17 *д*). Положение и конфигурация изолиний в мае свидетельствуют о том, что трансформированные и более теплые тихоокеанские воды в основном следуют вдоль материкового склона к м. Наварин.

В июне (рис. 17.17 *е*) на акватории Берингова моря температура поверхностных вод повсеместно выше нуля. Основные крупномасштабные закономерности поля температуры, присущие холодному периоду года, сохраняются на большей части исследуемой акватории. В то же время наиболее прогретыми (до 5,5—7,5 °С) становятся периферийные участки моря (мелководные заливы и бухты, а также район Алеутской гряды). На юге моря это связано с вторжением более теплых тихоокеанских вод, а в мелководных заливах и бухтах является следствием резкой стратификации морских вод после разрушения ледяного покрова. В это время наблюдаются слабые ветры, интенсивности которых недостаточно для перемешивания тонкого поверхностного распресненного слоя с нижележащими слоями. Наиболее низкие значения температуры воды отмечаются в центральной части восточно-беринговоморского шельфа и на акватории Берингова

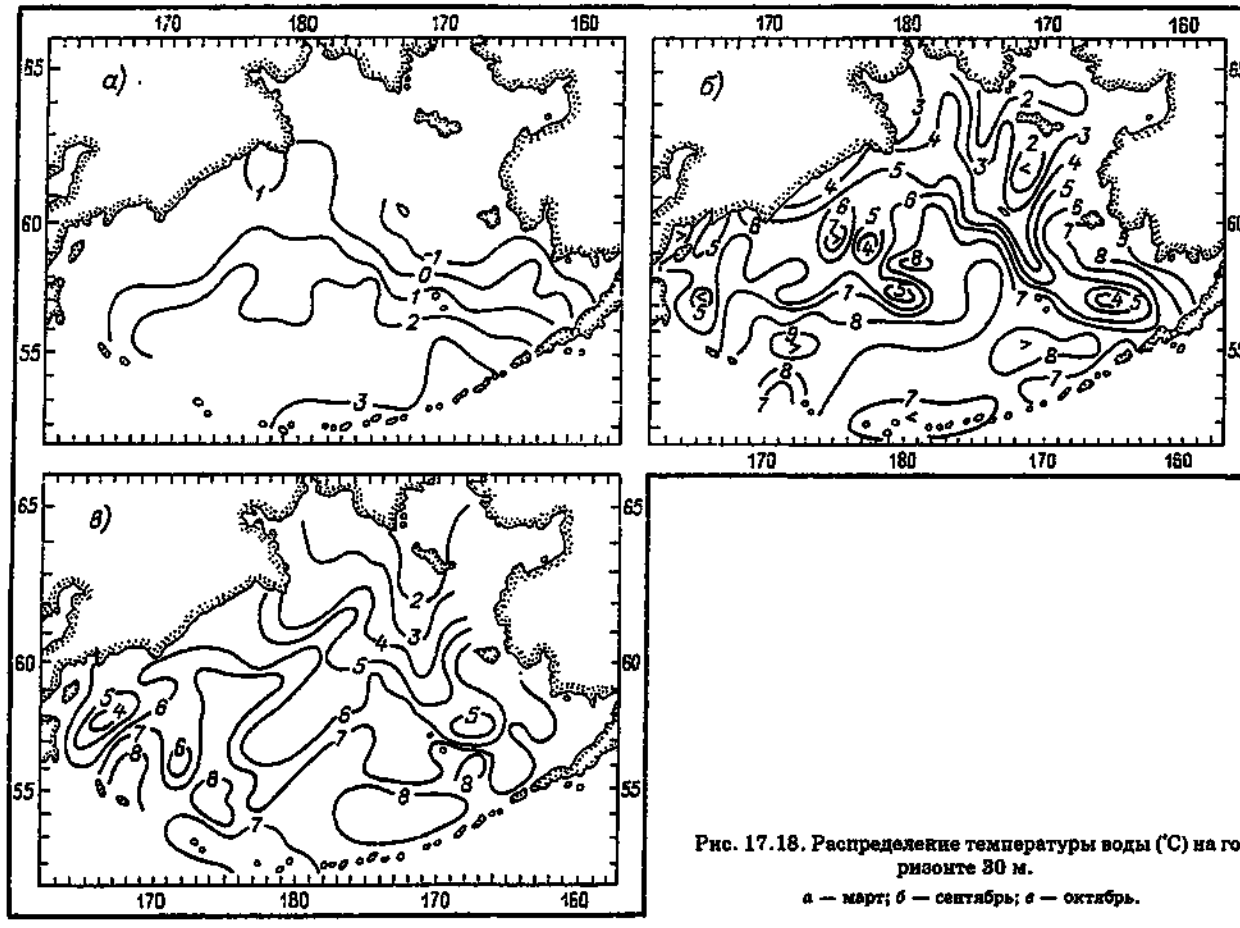


Рис. 17.18. Распределение температуры воды (°С) на горизонте 30 м.
а — март; *б* — сентябрь; *в* — октябрь.

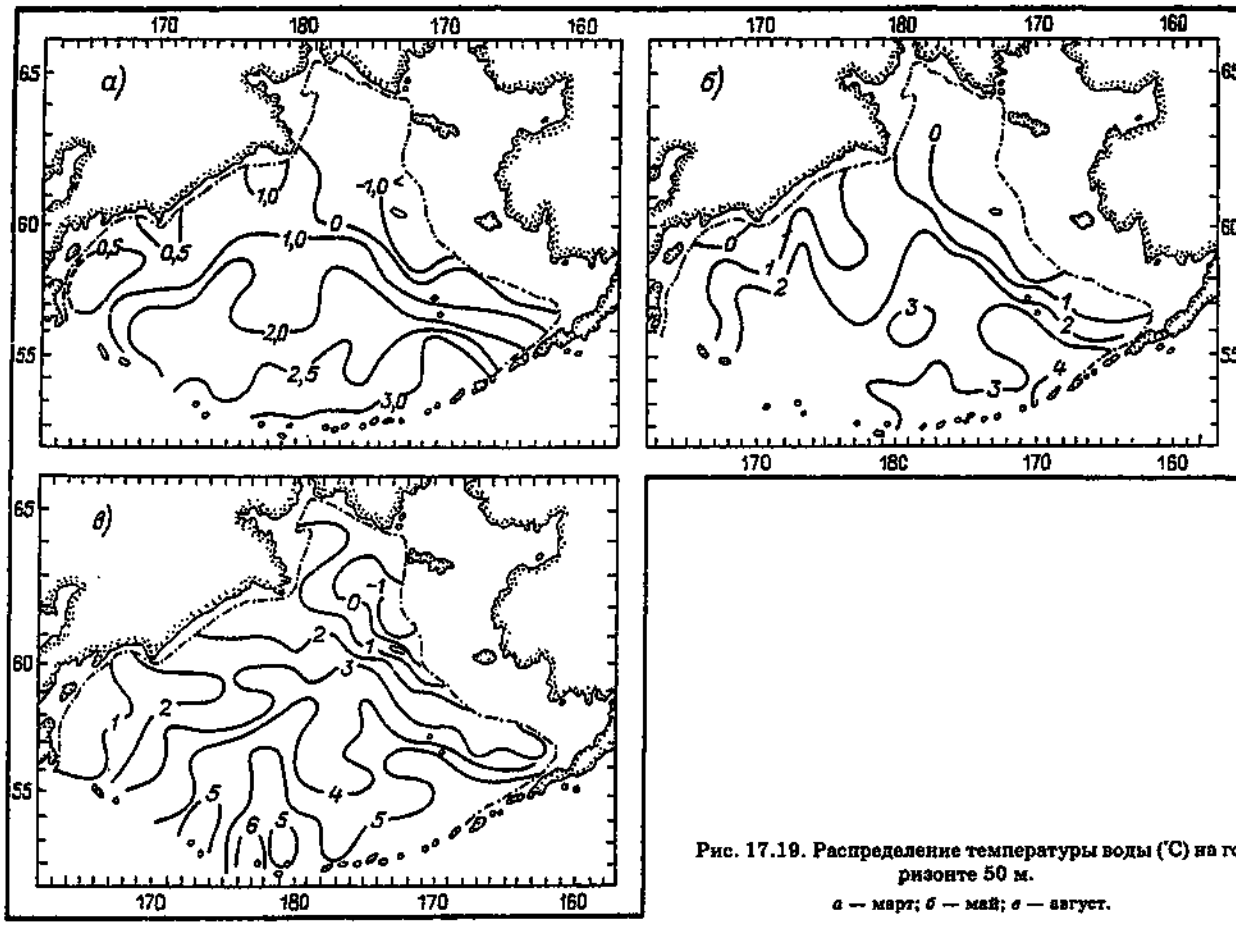


Рис. 17.19. Распределение температуры воды (°С) на горизонте 50 м.
а — март; *б* — май; *в* — август.

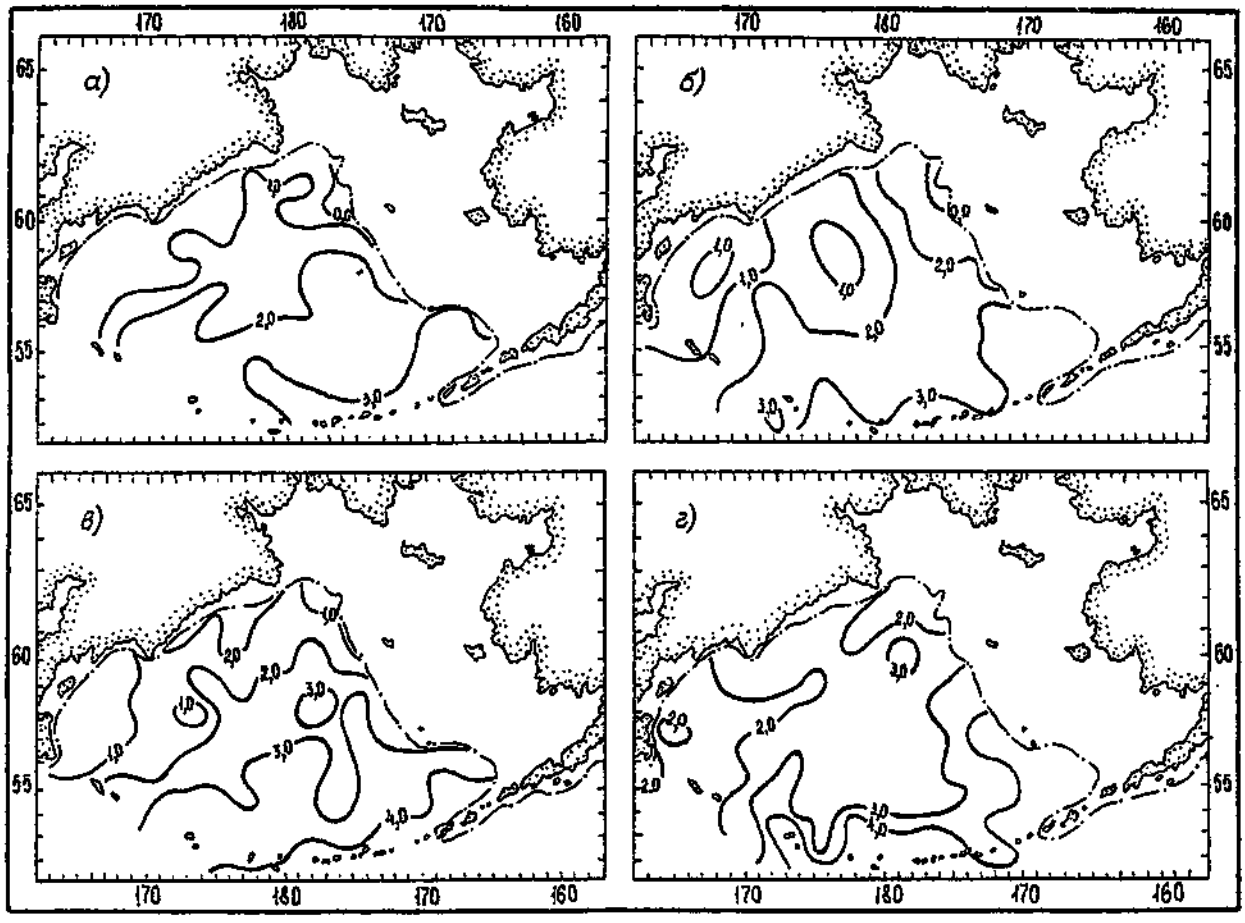


Рис. 17.20. Распределение температуры воды (°С) на горизонте 100 м.
а — март; *б* — май; *в* — август; *г* — октябрь.

пролива, что связано с наиболее поздним разрушением в этих районах ледяного покрова.

В июле (рис. 17.17 *ж*) максимальные значения (до 9—11 °С) по-прежнему приурочены к вершинам заливов и бухтам. В результате прогрева поверхностных вод происходит уменьшение пространственных градиентов температуры. Поэтому не так ярко, как зимой и весной, проявляется отепляющее воздействие тихоокеанских вод. Июль является началом периода, характеризующего летнюю термическую структуру вод Берингова моря с пониженной температурой в районе Алеутской гряды.

Поле температуры воды в августе характеризуется максимальными значениями как в прибрежной, так и в мористой части исследуемой акватории. В этот период года по распределению температуры воды на поверхности невозможно выделить потоки тихоокеанских вод. Не наблюдается также термических контрастов между шельфовыми водами и водами глубоководной котловины. На преобладающей части моря температура воды изменяется в довольно узких пределах (от 8,0 до 10,5 °С). Увеличение значений до 11,5—12,2 °С наблюдается только на мелководных участках заливов Бристольского, Карагинского и Нортон. Наиболее низкая температура (менее 5 °С) отмечается вблизи Берингова пролива (рис. 17.17 *з*).

Период осеннего охлаждения поверхностных вод Берингова моря начинается в сентябре. Вследствие этого температура воды в глубоководной части моря и в Бристольском заливе понижается (по отношению к августу) на 1,0—1,5 °С. В центральной и северной частях восточно-беринговоморского шельфа, где в течение теплого периода года формируются наиболее низкие значения теплозапаса в толще вод, в сентябре происходит наиболее значительное уменьшение температуры (южнее о. Св. Лаврентия на 2 °С, к северу и востоку от него до 2—4 °С, а в Анадырском заливе до 3,0—4,5 °С). В центральных проливах Алеутской гряды сохраняется область пониженных значений температуры, что свидетельствует о летнем типе поля температуры Берингова моря (рис. 17.17 *д—и*).

В октябре (рис. 17.17 *к*) происходит перестройка поля температуры поверхности моря к зимнему состоянию. Возрастают термические контрасты между шельфовыми водами и водами глубоководной котловины. Северная часть моря, а также вершины заливов и бухты вследствие их незначительного теплозапаса выхолаживаются быстрее. Это особенно ярко проявляется в северной половине восточно-беринговоморского шельфа, где значения температуры воды снижаются от сентября к октябрю на 2—4 °С. Наиболее прогретыми (до 7,5—9,0 °С) в это время являются акватории проливов Алеутской гряды и прилегающие к ним участки моря. Однако по мере продвижения тихоокеанских вод в пределах моря происходит повсеместное снижение значений температуры воды.

Характер распределения поля температуры воды в ноябре (рис. 17.17 *л*) соответствует зимнему состоянию. Линии максимальных градиентов темпе-

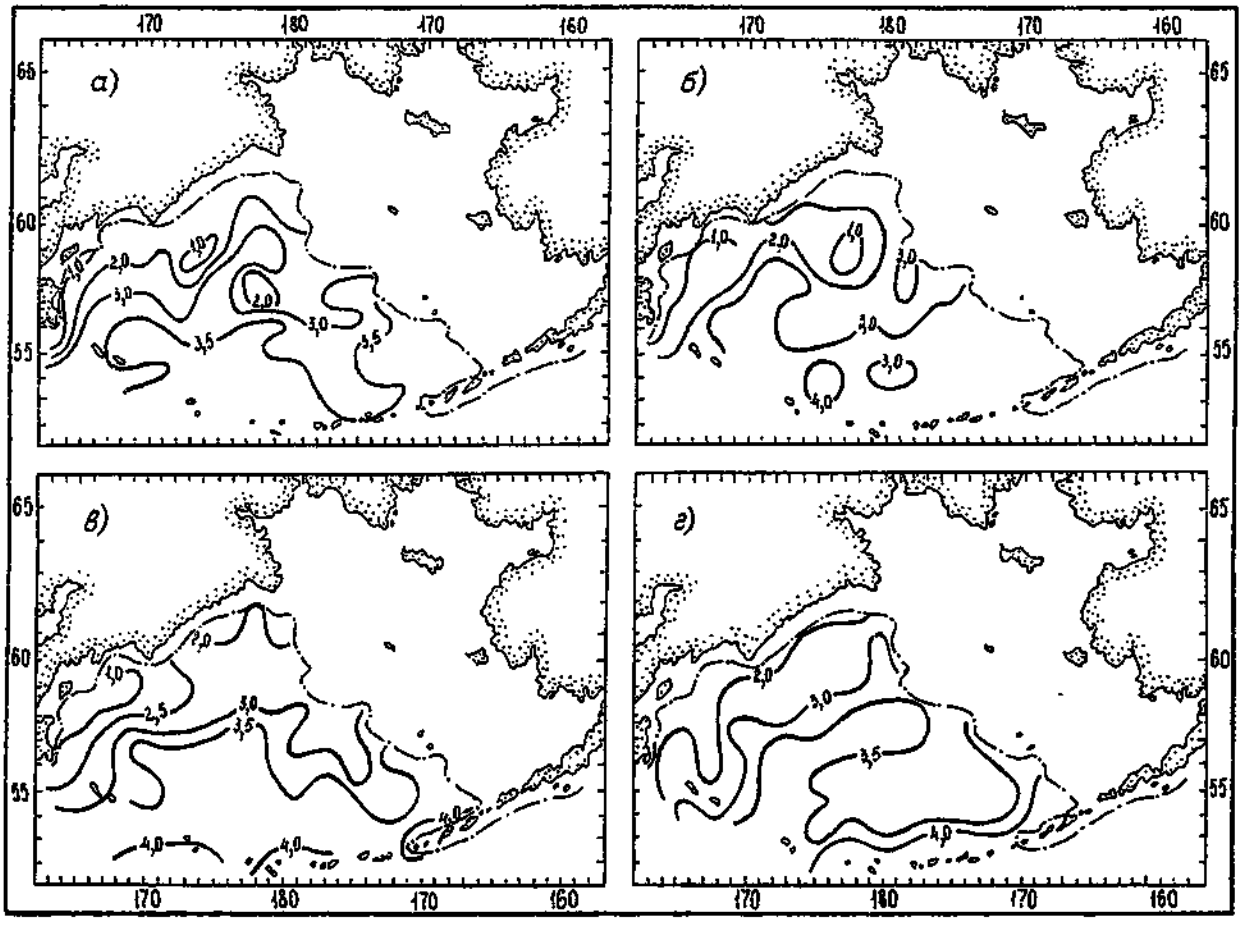


Рис. 17.21. Распределение температуры воды (°С) на горизонте 200 м.
Условные обозначения см. на рис. 17.20.

ратуры простираются от прол. Ближнего к о. Св. Лаврентия, а также располагаются по нормали к береговой черте п-ова Камчатка в пределах глубоководной котловины. Наиболее низкие значения температуры воды (менее 1 °С) выделяются в северной части моря. В западной части моря (по конфигурации изолиний) прослеживается продвижение холодных вод у берегов Камчатки от м. Наварин к о. Карагинскому. О движении сравнительно теплых вод на северо-восток у берегов п-ова Аляска свидетельствуют конфигурации изолиний 4 и 5 °С.

Особенности поля температуры воды в декабре (рис. 17.17 *м*) не отличаются от его крупномасштабного состояния в январе (рис. 17.17 *а*). Только значения в юго-восточной части моря в декабре несколько выше (на 0,4—0,6 °С).

По особенностям поля температуры поверхностных вод в южной части моря выделяются два основных района поступления теплых тихоокеанских вод: восточнее меридиана 167° з., а также через проливы, располагающиеся между меридианами 172 и 178° в.

На горизонте 30 м в сентябре, на который приходится время максимального прогрева вод, отчетливо выделяется летний тип пространственного распределения температуры воды. Его особенности наиболее ярко проявляются над глубоководной котловиной моря, а также в заливах Бристольском и Карагинском (рис. 17.18 *б*).

Октябрь является переходным месяцем. Как и на поверхности моря, поле температуры на горизонте 30 м в этот период года несет в себе черты как летнего, так и зимнего распределения.

На горизонтах 50 и 100 м в течение всего года основные особенности пространственного распределения температуры воды остаются неизменными (рис. 17.19, 17.20). Наиболее высокие значения отмечаются в местах проникновения, а затем и перемещения по акватории моря с соответствующей трансформацией тихоокеанских вод. Уменьшение температуры происходит по направлению от восточной части Алеутской гряды к берегам Камчатки, а также от линии свала глубин (простирающейся от восточных проливов к м. Наварин) к берегам Северо-Американского континента. Наиболее низкие значения температуры воды на горизонте 50 м в течение всего года отмечаются на восточно-беринговоморском шельфе. Повсеместное увеличение температуры наблюдается с мая по октябрь, что связано с постепенным замещением выхоложенных в результате зимней конвекции вод более теплыми трансформированными тихоокеанскими водами, а также как результат вертикального обмена с вышележащими водами.

На горизонте 200 м (рис. 17.21) происходит перестройка поля температуры воды по отношению к вышележащим горизонтам. Если на меньших глубинах основное поступление тихоокеанских вод, которое характеризовалось более высокими значениями температуры, отмечалось в мелководных проливах восточной части Алеутской гряды, то на горизонте 200 м основное вторжение тихоокеан-

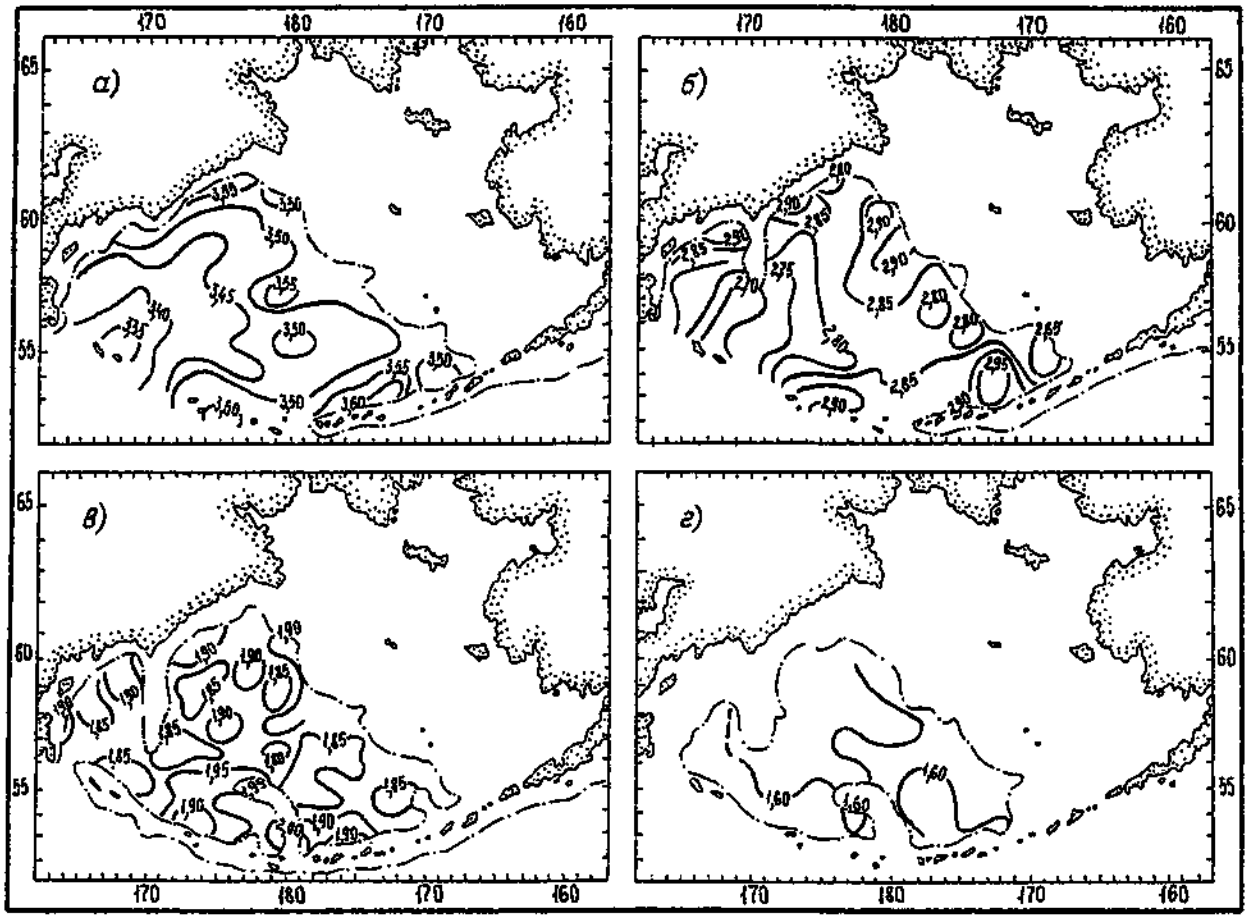


Рис. 17.22. Распределение температуры воды (°С) на горизонтах 500 м (*а*), 1000 м (*б*), 2000 м (*в*) и 3000 м (*г*).

ских вод наблюдается в прол. Ближнем, а также в проливах центральной части гряды.

Максимум температуры на горизонте 200 м выделяется в осенний период (рис. 17.21 *г*), что связано с конвективными процессами, а также с эффектами вертикального и бокового обмена вод, интенсивность которых возрастает на акватории Берингова моря в осенне-зимний период.

С дальнейшим возрастанием глубин происходит постепенное уменьшение температуры воды на всей акватории Берингова моря. Особенности внутригодовой изменчивости поля температуры выделить невозможно. Поэтому начиная с горизонта 500 м анализируются средние многолетние годовые карты (рис. 17.22).

На горизонтах 500 и 1000 м (по конфигурации изолиний) основное поступление тихоокеанских вод в море происходит в районе гряды между Командорскими островами и меридианом 173° в. Пространственные изменения температуры не превышают на этих глубинах 0,2—0,3 °С. Максимальные значения отмечаются в пределах материкового склона и в вытянутой области, располагающейся вдоль островов Алеутской гряды к востоку от меридиана 174° в. Это, наиболее вероятно, связано здесь с интенсификацией вертикального перемешивания вод вблизи берегов, что приводит к передаче тепла от вышележащих слоев моря (рис. 17.22 *а*, *б*).

Имеющийся сейчас в нашем распоряжении массив данных по температуре глубинных вод позволяет оценить только пределы изменений температуры воды на исследуемой акватории. Так, на горизонте 2000 м температура вод Берингова моря изменяется от 1,80 до 1,95 °С, а на глубине 3000 м — от 1,56 до 1,70 °С (рис. 17.22 *в*, *г*).

18. Пространственно-временная характеристика солености вод

Особенности пространственно-временного распределения солености вод Берингова моря рассматриваются аналогично температурным в предыдущем разделе. Для анализа привлечены также сведения о стоке рек и особенностях метеорологического режима.

18.1. Вертикальное распределение

Поле солености вод Берингова моря главным образом зависит от влагооборота между водной поверхностью и атмосферой, материкового стока в прибрежных районах, ледообразования и таяния льда. Течения и процессы перемешивания вод различного происхождения участвуют в перераспределении солей. Сложное взаимодействие всех этих факторов отражается только в поверхностных и подповерхностных слоях моря, а на глубинах особенности распределения солености вод зависят в основном от трехмерных полей течений различного происхождения.

Характерные для всего моря кривые вертикального распределения солености вод представлены на рис. 18.1 и 18.2. Анализ построенных годовых наборов ежемесячных кривых во всех квадратах осреднения показал, что толщу вод Берингова моря можно разделить на несколько слоев, отличающихся особенностями и масштабами происходящих в них процессов.

Главная отличительная особенность вертикального распределения солености вод исследуемого региона — это повсеместное и во все периоды года (за исключением времени образования ледяного покрова в море) возрастание ее значений с глубиной. В период образования льда на акватории моря наблюдается незначительная инверсия солености, возникающая за счет выделения солей в тонком поверхностном слое в процессе ледообразования.

Наиболее активным в динамическом и гидрохимическом отношении является верхний (деятельный) слой моря с хорошо развитым в нем сезонным

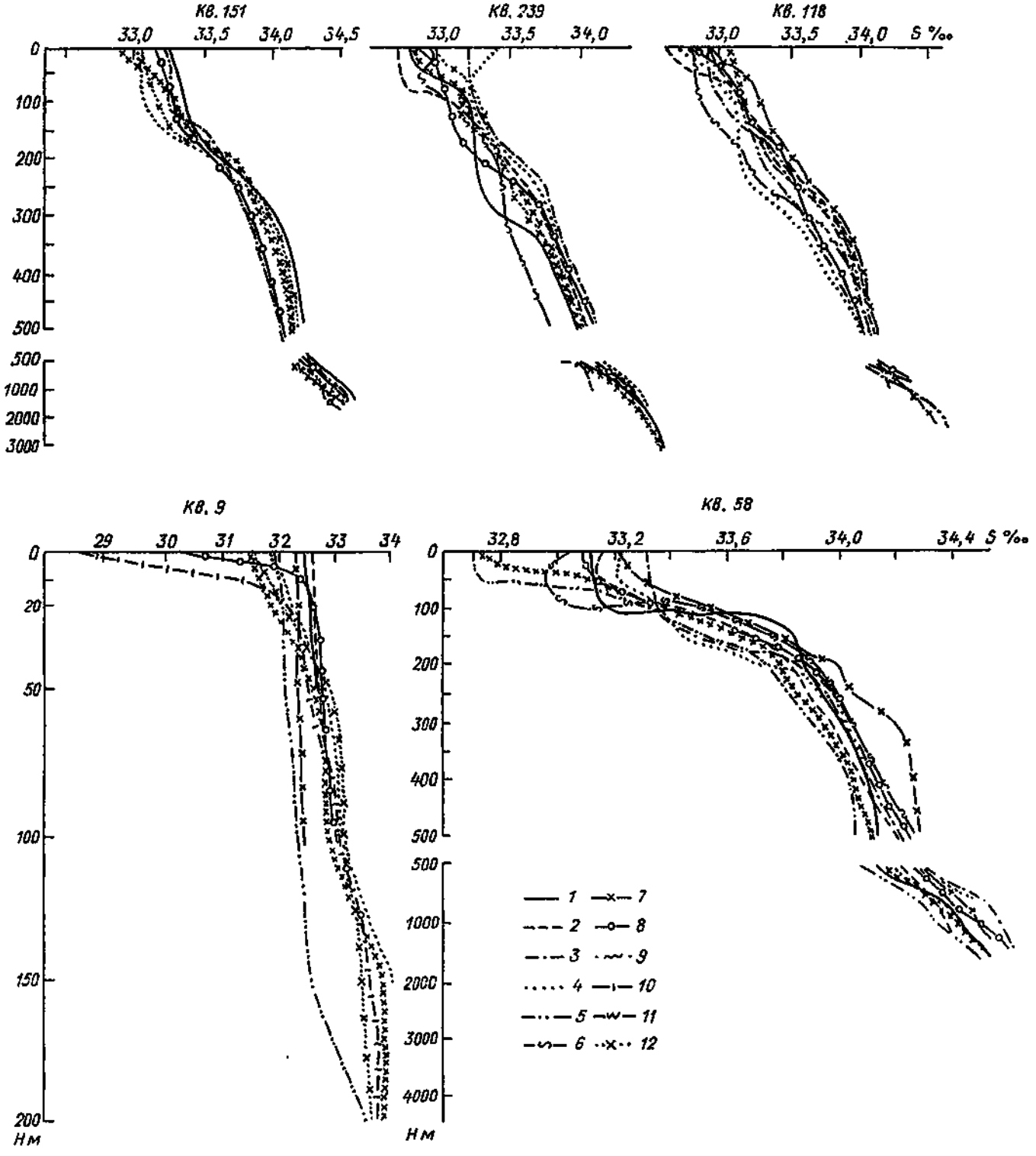


Рис. 18.1. Характерные кривые вертикального распределения солености воды в глубоководной части Берингова моря.
1—12 — соответственно январь—декабрь.

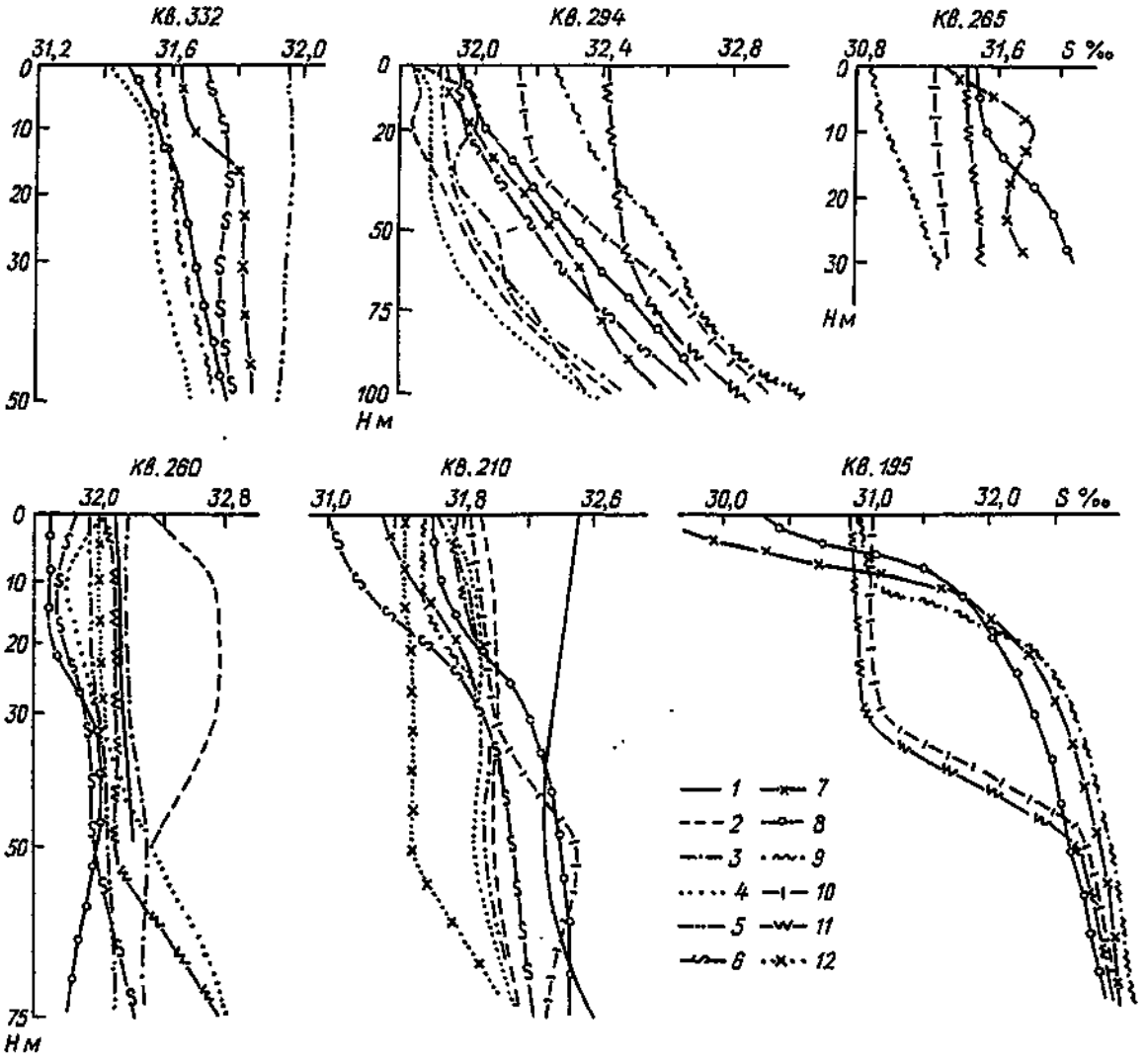


Рис. 18.2. Характерные кривые вертикального распределения солености воды на шельфе Берингова моря.
Условные обозначения см. на рис. 18.1.

галоклином. Его отличительная черта — это резкое возрастание солености с глубиной в теплое время года и незначительная инверсия солености в период образования ледяного покрова. Ниже простирается слой главного галоклина, нижней границей которого на преобладающей части Берингова моря является горизонт резкого изменения вертикальных градиентов солености в глубинных слоях. Здесь соленость всегда увеличивается с глубиной, а происходящие в этом слое процессы более продолжительны по времени и меньше по масштабам изменчивости, чем в деятельном слое.

На акваториях отдельных проливов Алеутской гряды и в прилегающих к ним частях моря на границе раздела деятельного слоя и главного галоклина (как правило, между горизонтами 100 и 200 м) наблюдается слой с повышенными градиентами. Это зона раздела между поверхностными водами Берингова моря и вторгающимися промежуточными теплыми тихоокеанскими водами.

Последним структурным элементом вертикального распределения солености является слой, где обменные процессы слабы, а вертикальные градиенты минимальны. Он простирается от нижней границы главного галоклина до дна.

В деятельном слое наибольшая изменчивость солености вод моря (как и температуры) наблюдается у поверхности (см. рис. 18.1, 18.2). Здесь соленость в течение года может изменяться на 0,5—0,8 ‰ в глубоководной и на 1—2 ‰ в мелководной частях моря, где влияние распресняющих процессов в летнее время более значительно. Особенно большие значения внутригодовых колебаний солености вод наблюдаются в заливах. Так, например, в Бристольском заливе они составляют 3,0—3,5 ‰, а в Анадырском достигают 4,00—6,75 ‰.

Значения внутригодовых колебаний солености резко уменьшаются с глубиной, и уже на горизонте 50 м они, как правило, не превышают 0,5—0,7 ‰ и лишь в отдельных районах моря (шельф п-ова Камчатка) достигают 1,0—1,2 ‰. С дальнейшим возрастанием глубин происходит уменьшение внутригодовых вариаций солености, и на нижней границе деятельного слоя они не превышают 0,3—0,5 ‰. Только в отдельных случаях (зоны интенсивной трансформации вод и границы течений) интервалы изменений расширяются до 0,7 ‰.

За нижнюю границу деятельного слоя, определенную в каждом квадрате осреднения по взаимному положению ежемесячных кривых вертикально-

го распределения солености вод, был принят горизонт, где не наблюдается (или мы не можем достоверно определить) внутригодовая изменчивость характеристик, т. е. начало участка, на котором крайние кривые вертикального распределения солености (являющиеся границами интервалов) становятся параллельными. Полученная таким образом топография нижней границы деятельного слоя представлена на рис. 18.3.

На акватории Берингова моря внутригодовые колебания солености не проникают глубже 150 м (рис. 18.3 *а*). Минимальная толщина деятельного слоя (50—75 м) выделяется в шельфовых районах моря, а также в зоне вдоль свала глубин. Значительное распреснение поверхностных вод в теплую половину года в этих районах приводит к образованию резкого скачка плотности, что в конечном итоге затрудняет проникновение внутригодовых колебаний солености вод на большие глубины.

Максимальная толщина деятельного слоя (100—150 м) наблюдается в местах вторжения в море тихоокеанских вод, а также в зонах их распространения по исследуемой акватории. Проявление внутригодовых колебаний в этих районах моря на значительных глубинах связано с пространственными перемещениями отдельных звеньев циркуляции вод, интенсивным вертикальным обменом характеристик, а также с эффектом уплотнения при смешивании трансформированных тихоокеанских и собственно беринговоморских вод, что способствует проявлению поверхностных возмущений на значительных глубинах.

Здесь также необходимо привести значения доверительных интервалов для рассчитанных в настоящей работе глубин залегания нижней границы деятельного слоя, полученных по средним многолетним месячным характеристикам, чтобы выяснить, различимы ли статистически между собой на этих горизонтах крайние кривые вертикального распределения солености из имеющихся их наборов в каждом из квадратов осреднения данных.

В течение года средние квадратические отклонения солености вод на горизонтах 75 и 150 м (они характерны для положения нижней границы деятельного слоя на преобладающей части акватории моря), как правило, составляют 0,15—0,20 ‰ в глубоководной части моря и до 0,30 ‰ вблизи свала глубин. Таким образом, 99 %-ная (нормальный закон распределения) или 80 %-ная (при произвольном распределении) вероятности предполагают размах ± 3δ, что составляет в нашем случае ± 0,7... 0,9 ‰. Внутригодовые колебания средних многолетних месячных значений солености воды на горизонтах, где крайние из кривых вертикального распределения солености воды становятся параллельными, не превышают 0,5—0,7 ‰. Поэтому, начиная с этих горизонтов, мы не можем достоверно отделить средние многолетние месячные кривые друг от друга.

На акваториях прол. Ближнего и глубоководных проливов центральной части Алеутской гряды, а также на прилегающих к ним частях Берингова моря, которые можно ограничить изолинией 250 м на карте глубин залегания ядра теплого промежуточного слоя (см. рис. 17.6 *б*), на кривых вертикального распределения солености выделяется участок резкого увеличения вертикальных градиентов. На этом отрезке кривых значения изменяются от 33,1—33,3 ‰ на горизонте 100 м до 33,65—33,90 ‰ на горизонте 200 м. Этот слой повышенных градиентов солености образуется за счет поступления в пределы моря теплых и более соленых промежуточных вод из Тихого океана. По мере трансформации тихоокеанских вод в пределах моря происходит уменьшение градиентов в этом слое, а его нижняя граница заглубляется до горизонта 250 м.

Если в слое главного галоклина вертикальные градиенты солености вод на акватории моря составляют 0,7—1,2 ‰/км, то ниже слоя изменения вертикального градиента солености они уже не превышают 0,15—0,30 ‰/км (т. е. снижаются в 4—5 раз).

Глубина залегания нижней границы главного галоклина представлена на рис. 18.3 *б*. Минимальные значения (700—800 м) отмечаются в прол. Ближнем и в зонах распространения тихоокеанских вод. По мере продвижения тихоокеанских вод вдоль островов Алеутской гряды происходит постепенное заглубление нижней границы главного галоклина на горизонты 900—1000 м. Вблизи северо-восточного и северо-западного склонов глубоководной котлови-

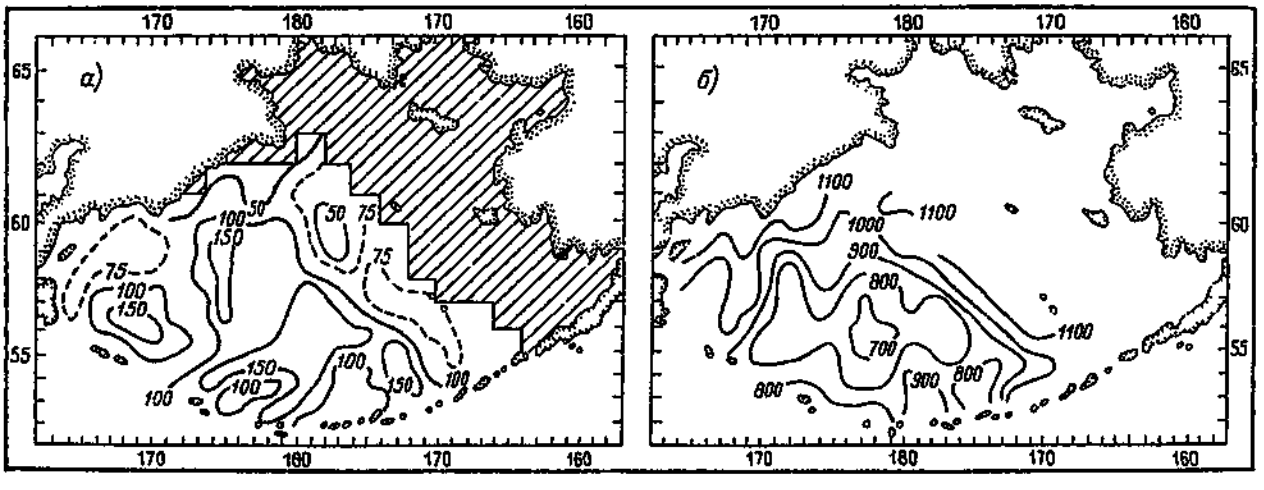


Рис. 18.3. Топография (м) нижней границы деятельного слоя (*а*) и глубина залегания (м) нижней границы главного галоклина (*б*).

ны граница главного галоклина опускается до глубины 1100 м.

Ниже границы резкого изменения вертикального градиента солености, как отмечалось выше, соленость незначительно возрастает с глубиной (вертикальные градиенты не превышают 0,15—0,30 ‰/км). Пространственная изменчивость солености на различных горизонтах в этом слое также незначительна, что будет показано при рассмотрении горизонтальных особенностей поля солености вод Берингова моря.

18.2. Короткопериодная изменчивость

Масштаб и характер короткопериодной изменчивости солености вод Берингова моря в настоящее время можно оценить только по немногочисленным суточным океанографическим сериям наблюдений, которые выполнены в основном с дискретностью 3 ч. Анализ всех имеющихся материалов свидетельствует, что короткопериодная изменчивость солености вод на поверхности и на глубинных горизонтах в основном зависит от динамических процессов. На рис. 18.4 представлены наибольшие наблюденные суточные изменения солености вод с указанием соответствующих периодов года и горизонтов наблюдений.

Минимальные для всей исследуемой акватории значения суточных колебаний солености (до 0,1 ‰) приурочены к открытым районам восточно-беринговоморского шельфа (см. рис. 18.4). Эти значения характерны как для поверхностных, так и для нижележащих горизонтов. Наиболее вероятная причина незначительных изменений солености в данном регионе моря — это сравнительно невысокая интенсивность приливных и непериодических течений. Имеющиеся данные инструментальных измерений течений свидетельствуют о том, что максимальные скорости приливных течений за сутки не превышают здесь 15—25 см/с, а скорости непериодических течений могут достигать 17—30 см/с. Однако частая смена направлений течений приводит к тому, что средние суточные векторные суммы не превышают 5—7 см/с. Проведенные в настоящей работе диагностические расчеты течений также показали, что скорости геострофических течений на восточно-беринговоморском шельфе составляют 3—5 см/с.

В районах квазистационарных течений (Камчатского и Поперечного), а также в зоне основного поступления тихоокеанских вод (например, в прол. Ближнем и прилегающих к нему районах моря) наблюдается возрастание суточных колебаний солености вод до 0,18—0,42 ‰ (см. рис. 18.4). Основной причиной здесь является интенсивный вертикальный и боковой обмен гидрологических характеристик, а также адвективные процессы, которые имеют нестационарный характер за счет вихревых образований в зонах течений.

Во фронтальных зонах, которые образуются на границах течений и в местах трансформации морских и речных вод, происходит возрастание суточных колебаний солености вод до 1,01—1,85 ‰. Максимальные значения колебаний в этих районах моря, как правило, приурочены к поверхностным

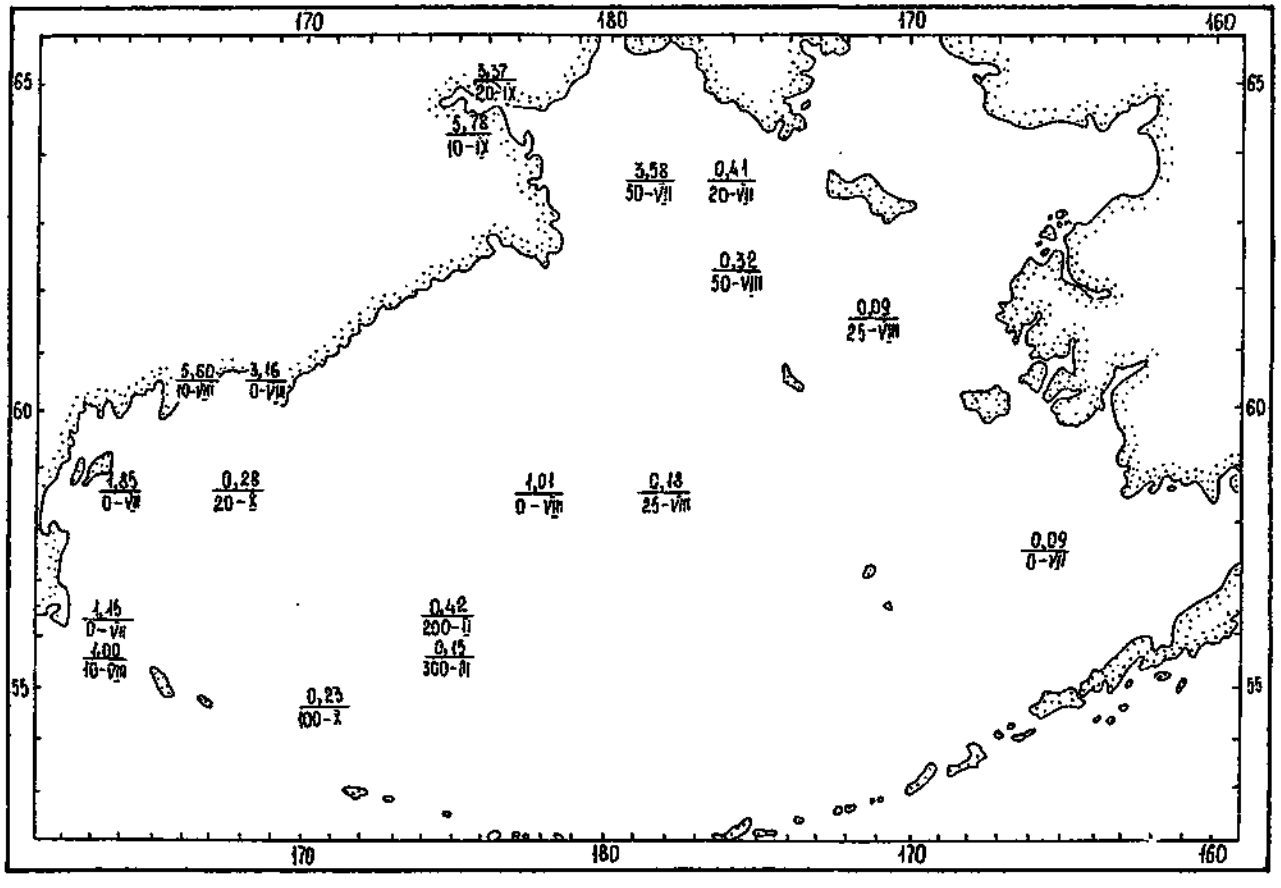


Рис. 18.4. Размах максимальных суточных колебаний солености воды (‰) в отдельных районах моря.

Числитель — значение; знаменатель — глубина (м) и месяц.

горизонтам (см. рис. 18.4), где горизонтальные градиенты солености особенно велики. При этом на различных фазах приливных явлений в фиксированной точке могут наблюдаться характеристики различных водных масс, что приводит к значительным суточным колебаниям солености вод (например, районы к востоку от о. Карагинского и Камчатского пролива).

Максимум суточных колебаний солености вод в прибрежных районах моря является следствием широкого спектра гидрометеорологических и динамических факторов (приливные и непериодические течения и их изменчивость, сгонно-нагонные явления, вариации стока рек и осадков). Так, в открытых частях заливов суточные колебания солености могут достигать 3,58 ‰ (Анадырский залив), а по мере приближения к вершинам заливов и к приустьевым районам они увеличиваются до 5,62—5,78 ‰ (см. рис. 18.4).

В холодное время года, когда в верхнем слое моря (подверженном осенне-зимней конвекции) вертикальные градиенты солености незначительны, суточные ее колебания практически отсутствуют (рис. 18.5). В то же время на нижней границе этого слоя образуется слой скачка гидрологических характеристик, где изменения солености в течение суток достигают 0,3—0,9 ‰ (рис. 18.5 *а*, горизонты 150, 200 и 250 м). С дальнейшим возрастанием глубин и уменьшением пространственных градиентов солености ее суточная изменчивость уменьшается до 0,1—0,2 ‰ (рис. 18.5 *а*, горизонты 400, 500 м) или вообще не прослеживается. Анализ кривых временного хода солености в слое скачка свидетельствует, что наблюдаемые колебания по характеру близки к приливным волнам. Это также подтверждается и постепенным изменением характера колебаний солености от почти суточного до полусуточного (или наоборот) во время проведения наблюдений

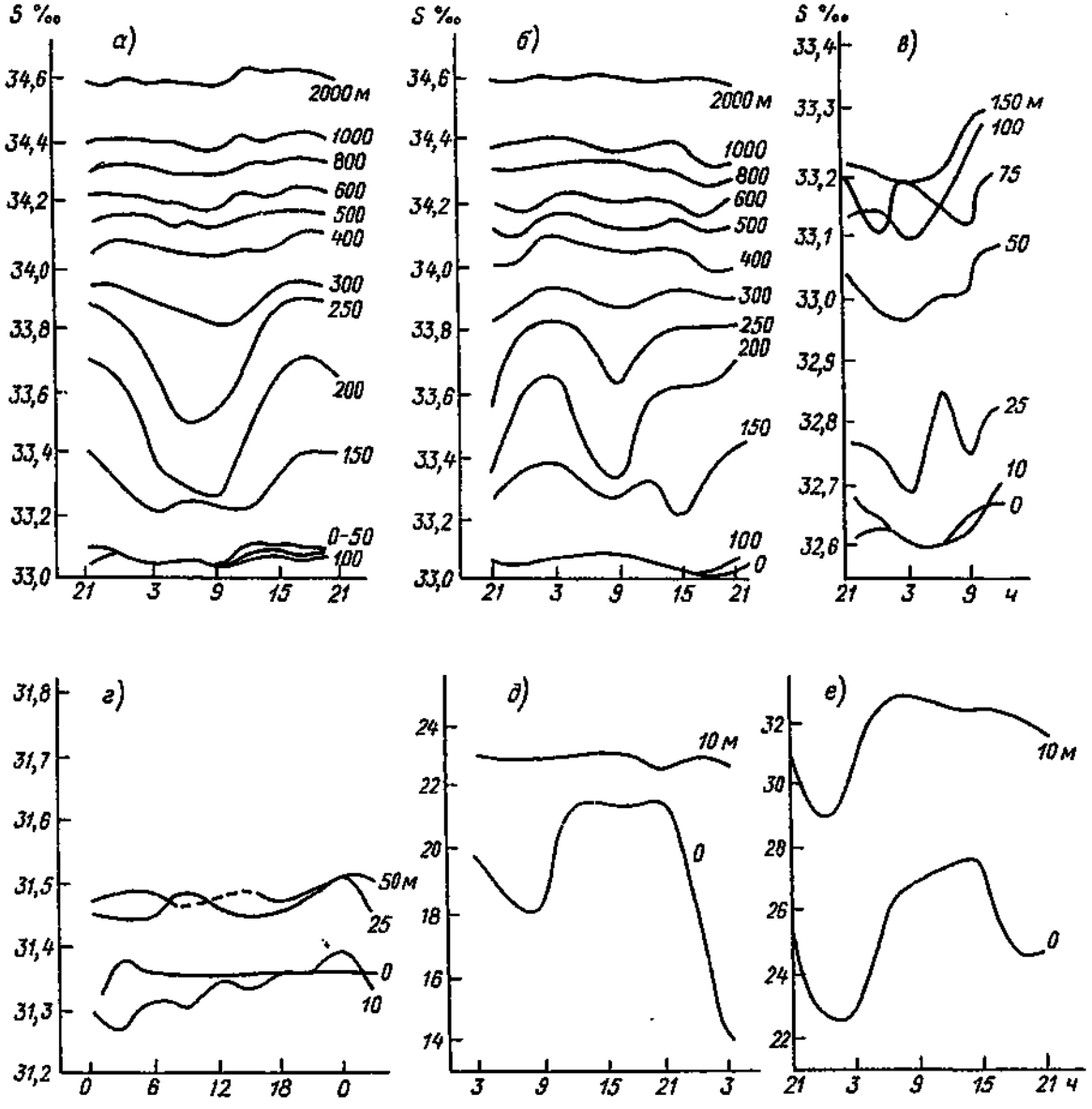


Рис. 18.5. Суточный ход солености воды в отдельных районах Берингова моря на различных горизонтах.

а — 56° 03′ с. ш., 175° 05′ в. д., 14—15 февраля 1982 г.; *б* — 56° 03′ с. ш., 175° 05′ в. д., 21—22 февраля 1982 г.; *в* — 58° 58′ с. ш., 177° 58′5 з. д., 7—8 августа 1959 г.; *г* — 57° 22′ с. ш., 165° 33′ в. д., 25—26 июля 1959 г.; *д* — 60° 11′ с. ш., 165° 32′ з. д., 10 июля 1986 г.; *е* — 60° 22′ с. ш., 166° 02′ в. д., 8 июля 1986 г.

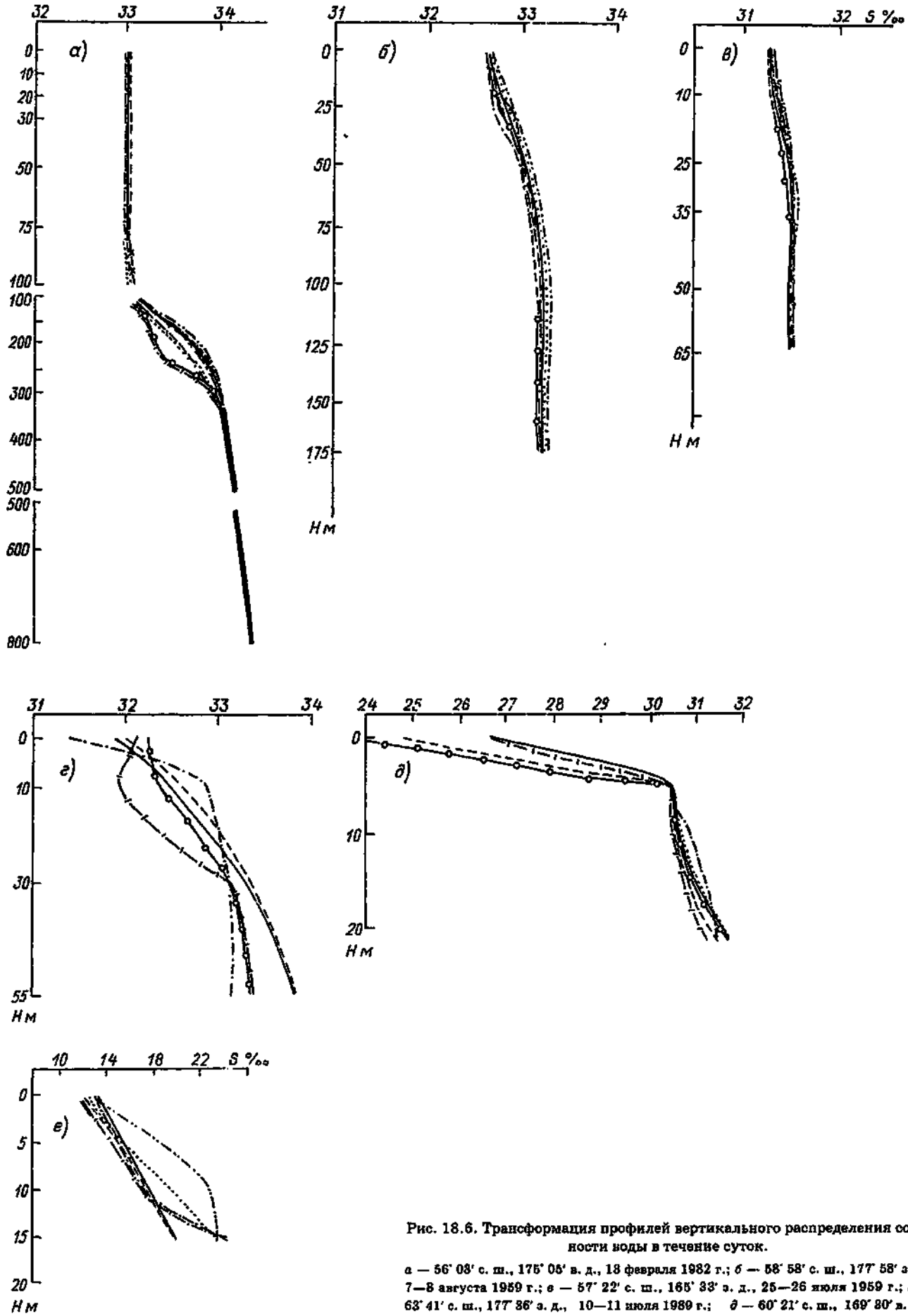


Рис. 18.6. Трансформация профилей вертикального распределения солености воды в течение суток.

а — 56° 03′ с. ш., 175° 05′ в. д., 18 февраля 1982 г.; *б* — 58° 58′ с. ш., 177° 58′ з. д., 7—8 августа 1959 г.; *в* — 57° 22′ с. ш., 165° 33′ з. д., 25—26 июля 1959 г.; *г* — 63° 41′ с. ш., 177° 36′ з. д., 10—11 июля 1989 г.; *д* — 60° 21′ с. ш., 169° 30′ в. д., 5 августа 1950 г.; *е* — 64° 38′ с. ш., 178° 10′ в. д., 3—4 сентября 1950 г.

(рис. 18.5 *а, б*). В теплое время года по мере образования ВКС в толще вод Берингова моря формируются два слоя повышенной суточной изменчивости характеристик на границе раздела верхнего квазиоднородного и подповерхностного слоев (рис. 18.5 *б*, горизонт 25 м), а также на промежуточных горизонтах скачка характеристик, являющегося следствием остаточных явлений осенне-зимнего перемешивания вод (рис. 18.5 *б*, горизонт 100 м). Суточные колебания солености в этих слоях скачка характеристик составляют 0,3—0,4 ‰.

Имеющиеся к настоящему времени данные наблюдений в открытых районах восточно-беринговоморского шельфа свидетельствуют о том, что применяемые в океанографической практике приборы и принятая дискретность наблюдений (как правило, не менее 3 ч) не позволяют уверенно выделить основные периоды колебаний солености. Сейчас можно только оценить размах суточных изменений солености вод, который в этом районе моря не превышает 0,1—0,2 ‰ (рис. 18.5 *а*).

По мере приближения к берегам характер суточных колебаний солености в толще вод усложняется. Особенно ярко это проявляется в вершинах заливов, в которые впадают сравнительно крупные реки, а также вблизи устьевых районов моря. Помимо большого числа переходных ситуаций, в прибрежной части моря имеют место два предельных случая внутрисуточных колебаний солености вод в слое наблюдений.

Если подстилающие (более осолоненные) воды не имеют значительных горизонтальных градиентов солености в масштабах приливных и непериодических перемещений вод, а слой скачка солености имеет незначительную вертикальную протяженность и большие значения градиентов (вертикальный обмен характеристик затруднен), то горизонтальные смещения толщи вод под воздействием различных сил приводят к существенным суточным колебаниям солености только в поверхностном распресненном слое (рис. 18.5 *г*).

В том случае, если в районах распреснения существует интенсивный вертикальный обмен характеристик, приводящий к повсеместному возрастанию солености вод от поверхности до придонных горизонтов, а также горизонтальный градиент солености, то ее колебания на различных горизонтах происходят синхронно и имеют на различных глубинах примерно равные амплитуды (рис. 18.5 *д*).

Несмотря на отмеченные выше суточные колебания солености, вызванные процессами различного происхождения в толще вод Берингова моря, вертикальные профили солености (в отличие от особенностей вертикального распределения температуры) не претерпевают значительных нарушений. Это подтверждают суточные наборы кривых вертикального распределения солености, представляющих характерные особенности различных районов Берингова моря (рис. 18.6). Наибольшая стабильность кривых во времени характерна для удаленных от берегов районов моря (рис. 18.6 *а—в*). Однако в зонах смешения вод различного происхождения (трансформированных тихоокеанских, беринговоморских и речных) в течение суток происходят существенные искажения профилей вертикального распределения солености (рис. 18.6 *г*). В прибрежных и устьевых районах, несмотря на самые высокие значения суточных колебаний солености от поверхности до придонных горизонтов, серьезной трансформации вертикальных профилей не происходит (рис. 18.6 *д, е*).

18.3. Внутригодовая изменчивость

На рис. 18.7 представлены характерные кривые, отражающие весь спектр особенностей годового хода солености вод в прибрежной зоне западной периферии Берингова моря. В нашем распоряжении имеются материалы наблюдений на станциях, расположенных только на территории России от о. Ратманова на севере до о. Беринга на юго-западе исследуемой акватории.

Имеющиеся данные прибрежных станций свидетельствуют о том (см. рис. 18.7), что соленость прибрежных вод на исследуемой акватории в течение года может измениться от 18,0 до 33,7 ‰. Минимальные значения изменчивости (не превышающие 1 ‰) присущи пунктам наблюдений, которые подвержены влиянию трансформированных тихо-

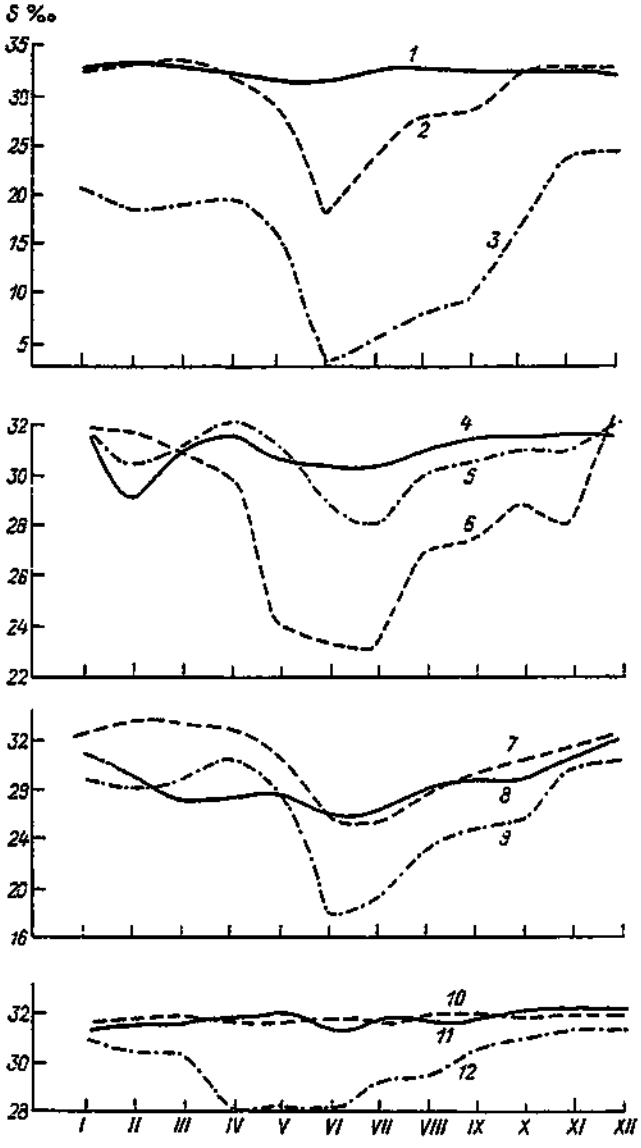


Рис. 18.7. Годовой ход солености воды на береговых станциях Берингова моря.

1 — о. Ратманова; *2* — Эгвекинот; *3* — Анадырь; *4* — Топата-Олюторская; *5* — Красная; *6* — бух. Угольная; *7* — Корф; *8* — Оссора; *9* — бух. Лаврова; *10* — Мыс Африка; *11* — о. Беринга; *12* — Мыс Озерной.

океанских вод (станции о. Беринга и Мыс Африка на рис. 18.7) и вблизи которых не впадают сравнительно крупные реки. Низкие значения изменчивости (до 3 ‰) отмечаются также в северной части моря, где происходит вынос трансформированных тихоокеанских вод в Северный Ледовитый океан (ст. о. Ратманова на рис. 18.7). В этом районе испарение незначительно, за счет низких температур воды слаба изменчивость ледовых процессов и, наконец, мало влияние речного стока. Аналогичные значения внутригодовых колебаний солености (3,0—4,5 ‰) отмечаются в районах с малой протяженностью шельфа, а также вблизи очагов подъема глубинных вод моря (например, станции Топата-Олюторская, Красная и Мыс Озерной). На всех остальных кривых годового хода солености воды, представленных на рис. 18.7, в различной степени отражается влияние рек, впадающих в Берингово море. Это особенно ярко проявляется по данным ст. Анадырь, где преобладающим фактором изменчивости солености вод в течение года является сток р. Анадырь.

В юго-западной части моря, где прибрежные участки заполнены в основном трансформированными тихоокеанскими водами, довольно сложно однозначно выделить пики максимальных и минимальных значений. На кривых годового хода отмечаются только незначительные понижения солености в теплое время года (с июня по август).

Также сложно выделить особенности годового хода солености и на ст. о. Ратманова. Здесь только в июне проявляется слабое понижение значений, что, вероятно, может быть результатом увеличения стока на близлежащих реках Азиатского и Северо-Американского континентов.

На остальных станциях, данные которых представлены на рис. 18.7, особенности кривых годового хода солености вод в большей или меньшей степени отражают внутригодовую изменчивость стока близлежащих рек. Так, на станциях Эгвекинот, Анадырь и бух. Лаврова минимальные значения солености наблюдаются в июне, что связано здесь с максимумом стока рек. Подтверждением этому может служить рис. 18.8, на котором представлены кривые годового хода стока рек, впадающих в Берингово море. Из него следует, что максимум стока на реках проявляется в июне.

Период высоких значений солености вод на прибрежных станциях Берингова моря продолжается с октября—ноября по март—апрель. Он, кроме того, довольно четко делится на два отрезка, различающиеся по продолжительности и значениям. В ноябре—декабре за счет уменьшения стока рек, усиления ветров, переохлаждения поверхностных вод и начинающегося осолонения вследствие ледообразования происходит интенсификация вертикального и бокового обмена вод, что в конечном итоге приводит к образованию в этот отрезок времени максимальных (для всего года) значений солености вод на большинстве станций (см. рис. 18.7, станции Анадырь, Эгвекинот, бух. Лаврова).

Образование устойчивого ледяного покрова на прибрежных участках моря приводит к снижению интенсивности вертикального обмена океанологических характеристик. Снижается также влияние мористых акваторий на формирование солесодержания прибрежных вод. Более того, наличие ледяного покрова приводит к концентрации вод материкового стока в приустьевых участках моря, что способствует уменьшению солености прибрежных вод в январе—марте (см. рис. 18.7, станции бух. Лаврова, Анадырь, Мыс Озерной, Красная, Топата-Олюторская).

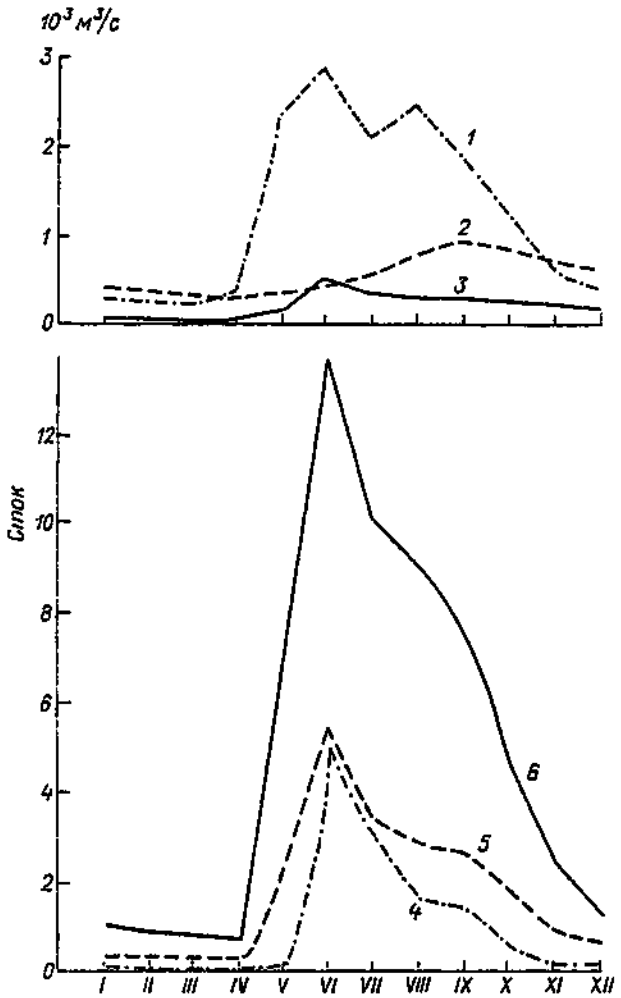


Рис. 18.8. Годовые изменения объемов стока рек, впадающих в Берингово море.

1 — Кускоквим; *2* — Квичак; *3* — Нушагак; *4* — Анадырь; *5* — Пахача; *6* — Юкон.

По мере разрушения сплошного ледяного покрова, возрастания вертикального и бокового обмена характеристик в прибрежных районах моря в марте (ст. Мыс Озерной) и в апреле (станции бух. Лаврова, Анадырь, Красная, Топата-Олюторская) вновь происходит возрастание солености вод. Временная дифференциация зависит от особенностей гидрометеорологического режима прибрежных участков и местоположения конкретных станций.

Только на станциях, вблизи которых нет значительных неперемерзающих рек, соленость прибрежных вод в осенне-зимнее время постепенно возрастает и достигает максимума в марте (станции Эгвекинот и Корф).

На отдельных станциях (Эгвекинот, Анадырь, Угольная, бух. Лаврова, Мыс Озерной) в летне-осенний период отмечается нарушение кривой годового хода солености вод. Здесь с августа по ноябрь в зависимости от местоположения конкретных станций отмечается падение солености вод. Это связано с

увеличением количества атмосферных осадков и соответственно с возрастанием в сентябре стока рек (рис. 18.8). Данные явления происходят за счет повышения повторяемости выхода циклонов на исследуемую акваторию в конце лета и начале осени.

В открытых районах моря, где распресняющее воздействие рек мало заметно, внутригодовые колебания солености вод существенно уменьшаются (рис. 18.9, 18.10). Однако вблизи берегов в годовой ход солености вносит свой вклад (хотя и в меньшей степени, чем на береговых станциях) и сток рек, впадающих в Берингово море. Оказывает влияние также и неодинаковая обеспеченность данными наблюдений, что сказывается на точности статистик и нарушает полученные кривые годового хода солености вод на различных горизонтах.

В глубоководной части моря, которая в основном заполнена трансформированными тихоокеанскими водами, наблюдается более простой ход солености в течение года (по сравнению с шельфовыми районами моря). Максимальная внутригодовая изменчивость наблюдается на поверхности моря, что связано с преобладанием влияния в областях формирования водных масс осадков, стока рек, а также эффектов образования и разрушения льда над процессами внутриводного обмена.

По мере приближения к берегам и возрастания градиентов между поверхностными и подповерхностными водами внутригодовые колебания солености ограничиваются по глубине и прослеживаются только до горизонта 50 м (рис. 18.9, кв. 46). Аналогичная картина проявляется и в глубоководной части Камчатского пролива, но внутригодовые изменения солености здесь прослеживаются несколько глубже (рис. 18.9, кв. 24).

В районе проливов Алеутской гряды и над глубоководной котловиной Берингова моря максимум солености в деятельном слое вод отмечается с марта по май. Однако вблизи материкового склона наблюдаются изменения в конфигурации кривой годового хода и максимум солености в этом районе моря смещается на февраль—март (рис. 18.9, квадраты 46 и 206). Эти особенности, на наш взгляд, являются следствием различий интенсивности процессов перемешивания вод в отдельных частях моря.

В проливах Алеутской гряды эффект весеннего опреснения поверхностных вод (доминирующий в шельфовых районах) практически нейтрализуется обменом с нижележащими, более солеными водами. Максимум солености в области формирования этих подповерхностных вод (в зал. Аляска) наблюдается в феврале—марте; необходимо также учесть временную поправку на их перемещение в районы проливов. Так, например, на тихоокеанской стороне прол. Ближнего максимум солености выделяется в марте (рис. 18.9, кв. 58).

Минимум солености в глубоководной части моря проявляется с июля по сентябрь. Вблизи берегов он наблюдается в июле, что связано в основном со стоком рек (например, кв. 46 на рис. 18.9). В удаленных от берегов районах глубоководной котловины минимум солености прослеживается в августе (рис. 18.9, квадраты 24, 58 и 206). Между тем в трансформированных в проливах Алеутской гряды тихоокеанских водах минимум солености формируется в августе—сентябре.

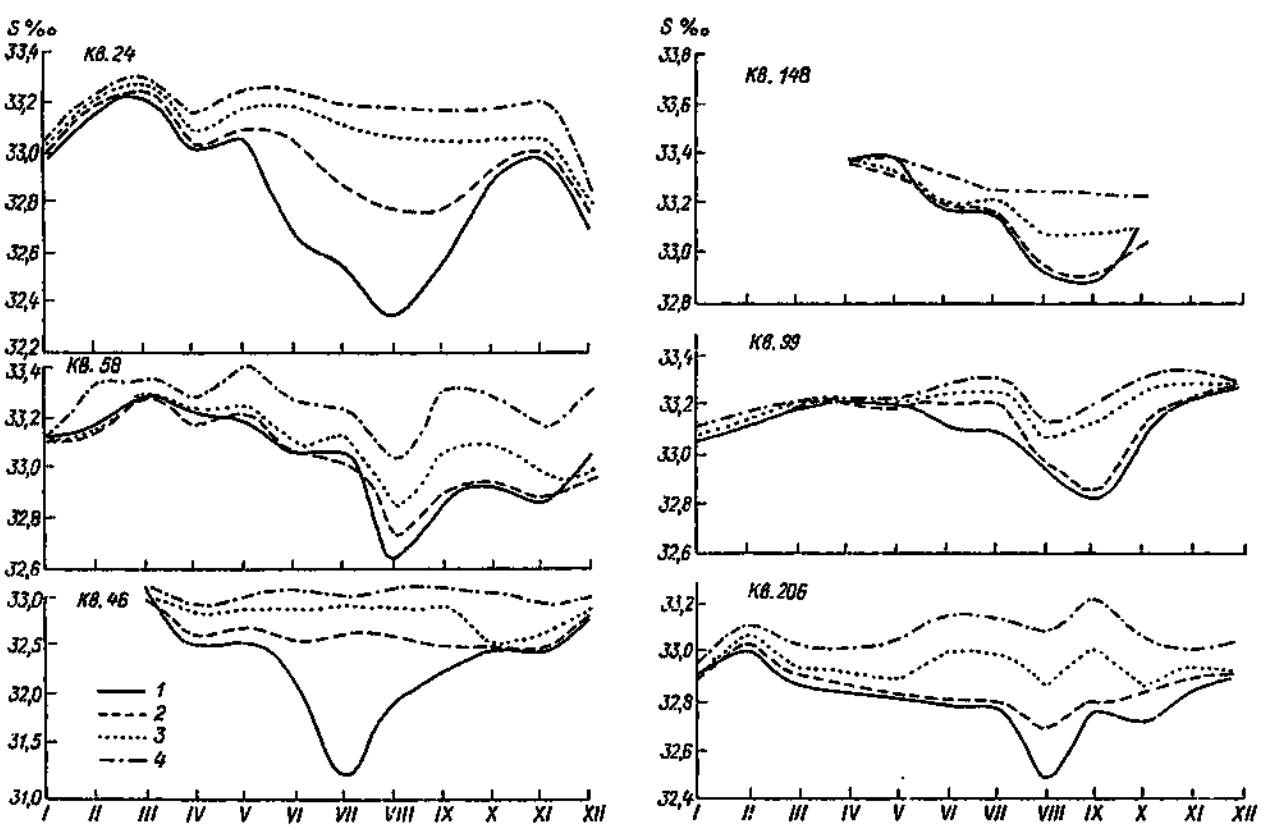


Рис. 18.9. Годовой ход солености воды в отдельных квадратах глубоководной части Берингова моря на разных горизонтах.
1 — 0 м; *2* — 20 м; *3* — 50 м; *4* — 100 м.

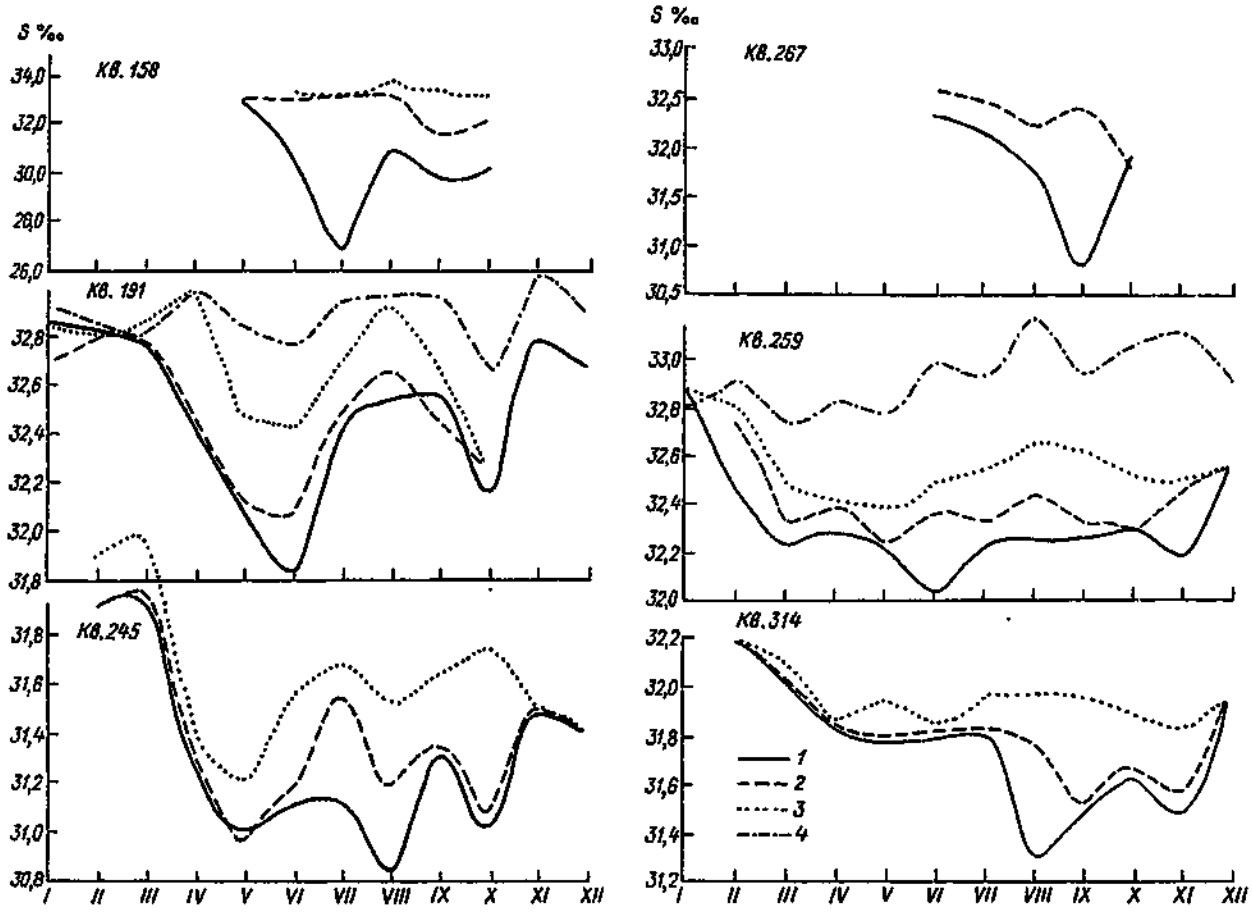


Рис. 18.10. Годовой ход солености воды в отдельных квадратах шельфовой части Берингова моря на разных горизонтах.
Условные обозначения см. на рис. 18.9.

На шельфе моря кривые внутригодового хода солености имеют более сложный вид (см. рис. 18.10) и отражают широкий спектр влияющих факторов. Здесь необходимо также учитывать, что в районах с суровой ледовой обстановкой отсутствуют наблюдения в зимнее время, что затрудняет оценку особенностей хода солености вод в это время года.

На большинстве представленных кривых (см. рис. 18.10) максимум солености вод шельфовых районов отмечается с января по март. Однако здесь следует помнить, что имеющиеся гидрологические данные получены на акваториях, свободных от ледяного покрова, т. е. в годы с мягкой ледовой обстановкой. В то же время имеющиеся сведения по ледовому режиму свидетельствуют, что в отдельные годы льдом покрывается практически вся площадь шельфа. Более того, соленость вод акваторий, покрывающихся льдом, достигает своих максимальных значений в период максимального развития ледяного покрова. Поэтому можно предполагать, что максимум солености вод восточно-беринговоморского шельфа формируется к моменту максимального развития ледяного покрова. Подтверждением этому могут также служить кривые годового хода солености вод мористее бух. Угольной (кв. 158) и на подходах к Берингову проливу (кв. 267), максимальные значения солености на которых выделяются соответственно в мае и июне (см. рис. 18.10).

Период минимальных значений солености в шельфовых районах на кривых годового хода отмечается с мая по ноябрь. Различия во времени наступления пиков солености на отдельных участках шельфа определяются неодинаковым вкладом распреснения вод при разрушении льда, атмосферных осадков и речного стока. Первый пик минимума, выделяемый в мае—июне, образуется как следствие таяния льда. Пики минимума солености в октябре—ноябре формируются в результате увеличения количества осенних атмосферных осадков.

Вклад речного стока в формирование минимума солености шельфовых вод проявляется в районах, прилегающих к устьям крупных рек (например, кв. 158 на рис. 18.10).

Наиболее показательной величиной, характеризующей внутригодовую изменчивость солености вод, является ее размах в течение года. Эта характеристика получена в каждом квадрате осреднения данных и на каждом горизонте как разность между значениями максимума и минимума солености вод на соответствующих кривых годового хода. В шельфовых районах моря, где зимой существует мощный ледяной покров и практически нет материалов наблюдений, было принято следующее допущение. Учитывая то, что здесь в теплое время года в подповерхностных слоях температура воды может составлять −1,5 ... −1,7 °С, и принимая ее за температуру

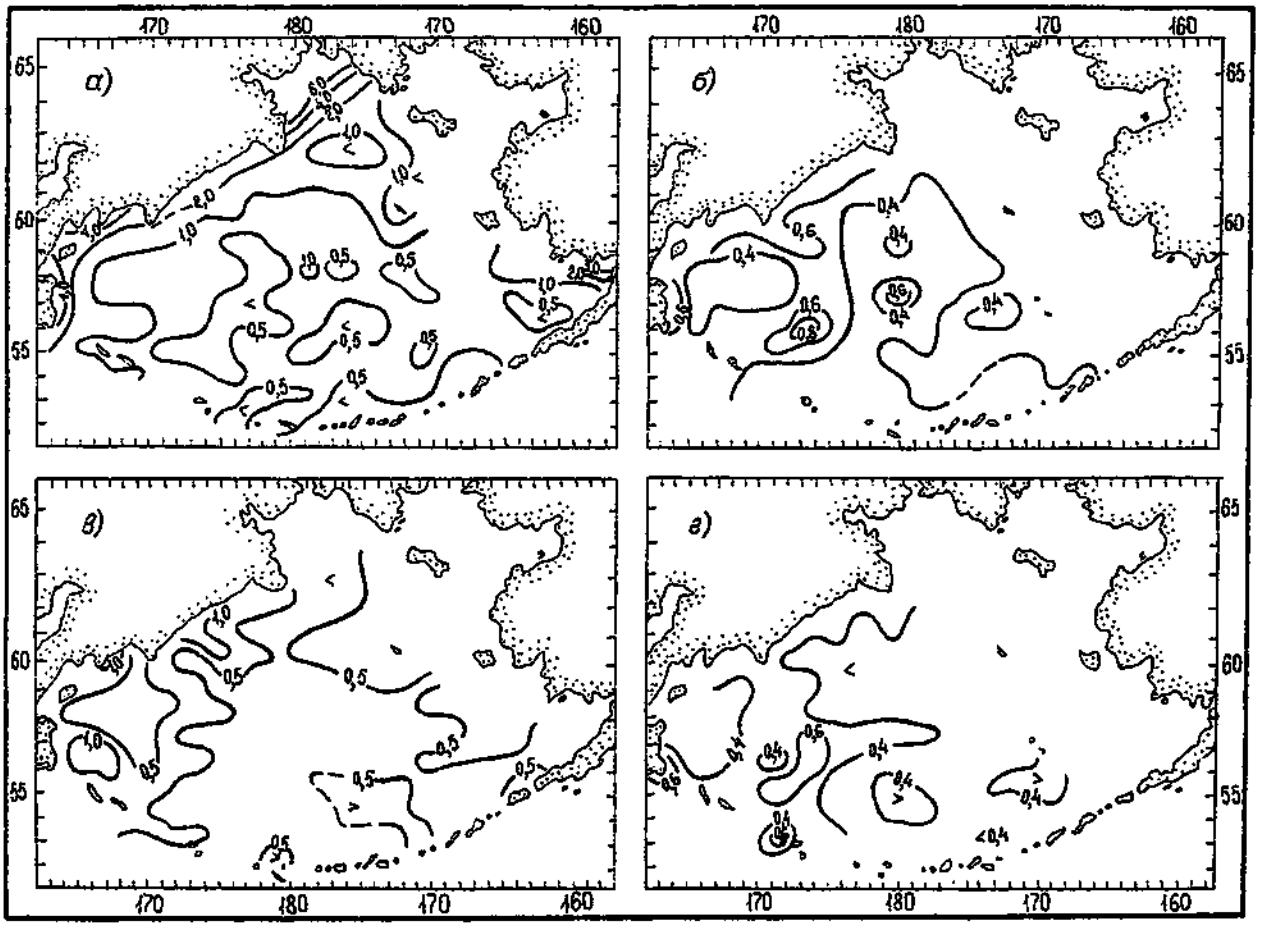


Рис. 18.11. Размах внутригодовых колебаний солености вод (‰) на горизонтах 0 м (*а*), 50 м (*б*), 100 м (*в*) и 150 м (*г*).

замерзания вод, была определена соответствующая соленость [65].

Наибольшая изменчивость солености отмечена в поверхностных слоях глубоководной части Берингова моря (рис. 18.11), причем максимумы изменчивости (до 4—7 ‰) здесь приурочены к периферийным районам, где велика роль материкового стока. По мере удаления в открытые районы моря происходит ее уменьшение. Так, в пределах глубоководной котловины размах внутригодовой изменчивости солености вод не превышает 1 ‰. Наиболее малая изменчивость наблюдается в проливах Алеутской гряды, а также в зонах распространения трансформированных тихоокеанских вод (рис. 18.11 *а*).

На горизонте 50 м (рис. 18.11 *б*) значения внутригодовой изменчивости солености не превышают 1,10—1,21 ‰, а на горизонте 100 м (рис. 18.11 *в*) — 0,60—0,72 ‰.

Основные черты пространственной изменчивости размаха внутригодовых вариаций солености на горизонтах 50 и 100 м близки к описанным выше на горизонтах 0 и 30 м.

На горизонте 150 м (рис. 18.11 *г*) по распределению изменчивости исследуемую акваторию можно разделить на две части — восточную и западную. В первой из них отмечаются минимальные внутригодовые колебания солености вод (0,22—0,40 ‰), а в западной части моря, где происходит основное поступление тихоокеанских вод и существует наибольшая интенсивность обмена с поверхностными слоями, наблюдается возрастание внутригодовых колебаний солености до 0,52—0,65 ‰. Только в юго-западной части моря, ограниченной Командорскими островами и м. Олюторским, изменчивость уменьшается до 0,24—0,37 ‰ (рис. 18.11 *г*).

18.4. Особенности пространственно-временного распределения

На акватории Берингова моря основные крупномасштабные особенности распределения солености поверхностных вод сохраняются в течение всего года (рис. 18.12—18.14). Однако абсолютные значения и пространственные градиенты в различных частях моря, а также горизонтальные размеры аномалий разного знака претерпевают определенные изменения.

Тихоокеанские воды, проникающие в море через многочисленные проливы Алеутско-Командорской гряды (имеющие различные морфометрические характеристики), оказывают доминирующее влияние на гидрологический режим Берингова моря. Их главная отличительная особенность — максимальные (для всего моря) значения солености поверхностных вод (см. рис. 18.12).

По мере распространения тихоокеанских вод на исследуемой акватории и постоянно происходящей их трансформации значения солености уменьшаются. На подходах к берегам происходит дальнейшее уменьшение солености, что является результатом распресняющего воздействия рек, впадающих в Берингово море. В зависимости от времени года и объема поступающих речных вод происходит пространственная дифференциация прибрежных градиентов солености и площадей зон распреснения. Наряду с этим наблюдается еще одна закономерность — значительные размеры зон распреснения на восточно-беринговоморском шельфе (см. рис. 18.12).

Отмеченные выше крупномасштабные закономерности распределения солености поверхностных вод Берингова моря могут нарушаться под действием течений и процессов осенне-зимнего охлаждения вод, а также в локальных областях подъема глубинных вод.

Одна из наиболее ярких региональных черт гидрологического режима Берингова моря — это наличие достаточно четко выраженной фронтальной зоны, разделяющей шельфовые воды и воды глубоководной котловины (заполненной трансформированными тихоокеанскими водами).

Помимо названных крупномасштабных черт распределения солености вод на поверхности исследуемой акватории (общих для всего года), определенную значимость как для исследователей-гидрометеорологов, так и для практиков представляют следующие особенности полей солености вод в конкретные месяцы.

От января (рис. 18.12 *а*) к февралю (рис. 18.12 *б*) наблюдается значительное расширение ареала наиболее соленых вод (соленостью свыше 33 ‰) в глубоководной части Берингова моря. В марте—апреле здесь уже заметно распреснение поверхностных вод за счет увеличения атмосферных осадков (рис. 18.12 *в, г*).

В мае (рис. 18.12 *д*) на восточно-беринговоморском шельфе происходит дальнейшее уменьшение солености поверхностных вод вследствие разрушения ледяного покрова, начавшееся еще в апреле (рис. 18.12 *г*). Соленость здесь понижается до 31,17—31,50 ‰. Аналогичная картина наблюдается и в юго-западной части моря, где за счет таяния льда на прибрежных участках, а также возрастания материкового стока соленость вод снижается до 32,63—32,75 ‰. В то же время над преобладающей частью глубоководной котловины Берингова моря соленость поверхностных вод в мае (по сравнению с предыдущими месяцами) изменяется незначительно (рис. 18.12 *а—д*).

В июне (рис. 18.12 *е*) обращает на себя внимание значительное распреснение прибрежных вод, что наиболее заметно в вершинах заливов и бухтах. Происходит это за счет разрушения остатков ледяного покрова, а также максимального в этот месяц объема материкового стока, что подтверждается данными внутригодового хода расходов рек, впадающих в Берингово море (см. рис. 18.8).

Самые низкие значения солености наблюдаются в вершинах заливов: Анадырского (до 19—20 ‰), Нортон (до 29 ‰) и Бристольского (до 30 ‰). Распресняющее воздействие рек у берегов Камчатки проявляется несколько меньше, поэтому соленость прибрежных вод здесь не опускается ниже 30,5—31,0 ‰. Конфигурация изолиний 31,5 и 32,0 ‰ свидетельствует о поступлении более осолоненных тихоокеанских вод в пределы шельфа к востоку от м. Наварин (рис. 18.12 *е*).

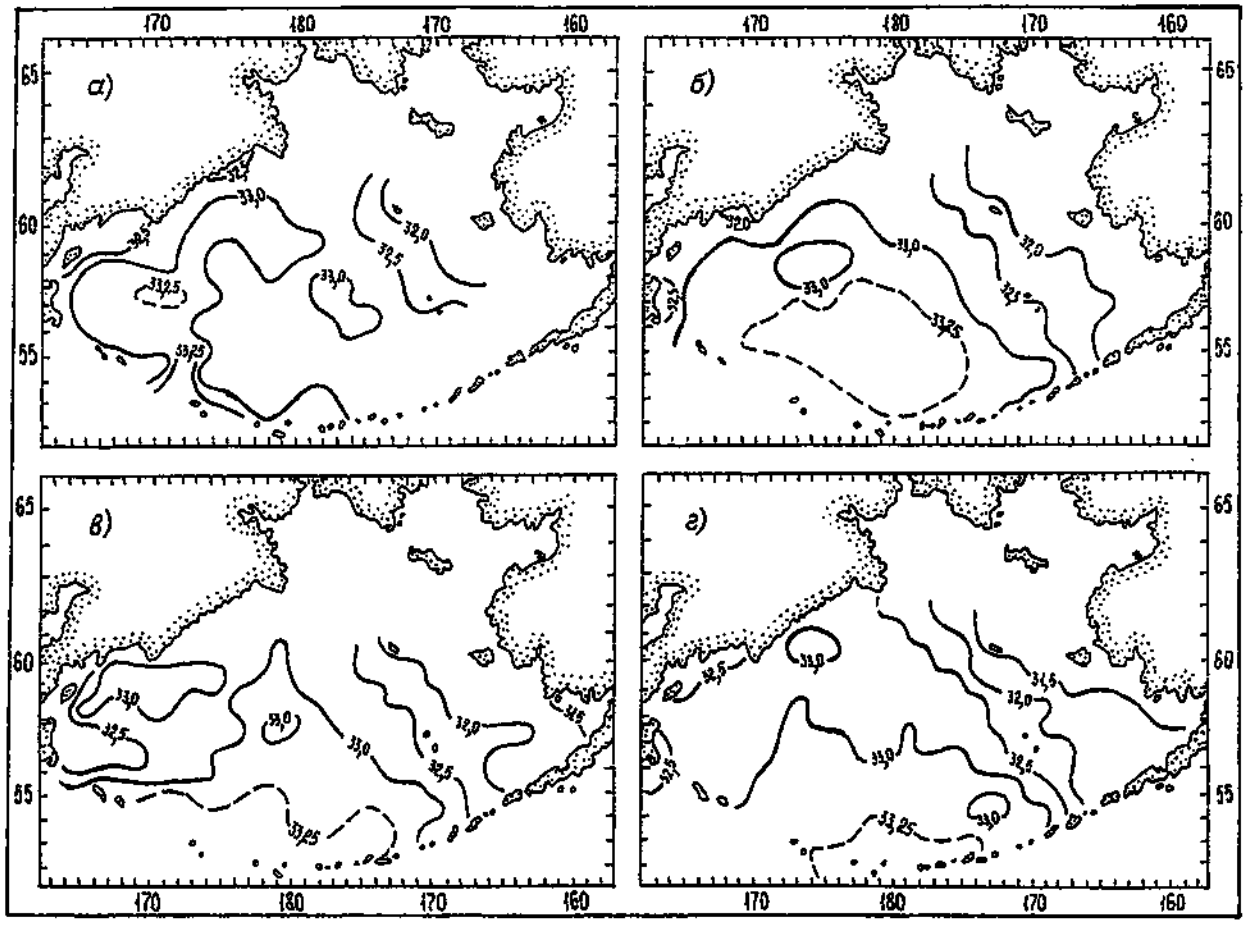
За счет понижения солености поверхностных тихоокеанских вод, поступающих через проливы в море, происходит уменьшение ее (на 0,15—0,20 ‰ по сравнению с маем) на акватории глубоководной котловины. Вблизи островов Алеутской гряды (к востоку от меридиана 176° в.) в июне начинает проявляться область пониженных значений солености вод (рис. 18.12 *е*), которая образуется за счет возрастания объемов материкового стока в зал. Аляска, а также возрастания пресноводного стока с островов Алеутской гряды.

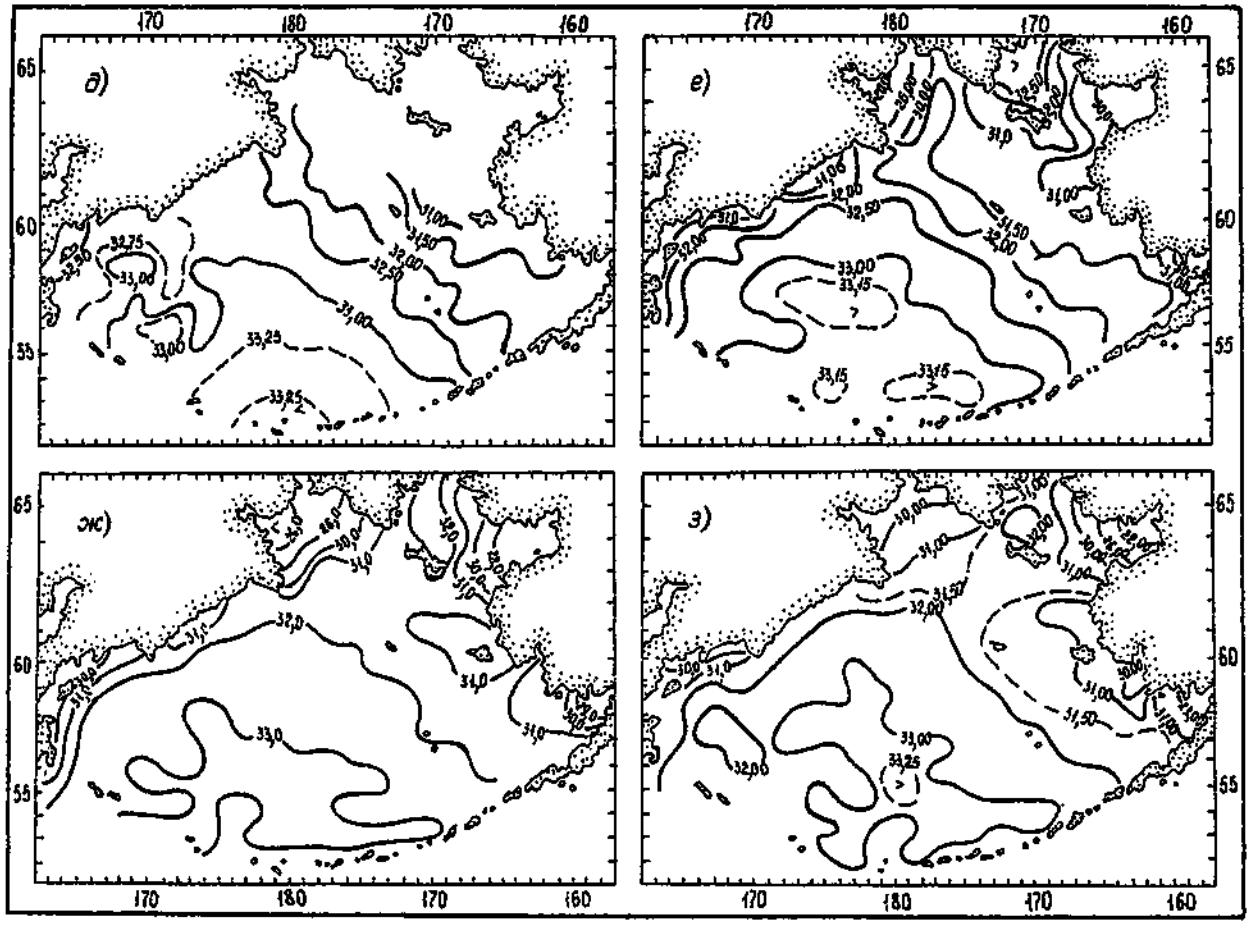
В июле (рис. 18.12 *ж*) распреснение прибрежных поверхностных вод достигает своего максимума. Это связано с тем, что от момента наступления пика расходов на реках (июнь) до проявления их распресняющего воздействия в мористых участках шельфа необходимо некоторое время. Однако эффект пресноводного стока ограничивается материковым склоном, в пределах которого значения солености поверхностных вод (по сравнению с июнем) снижаются на 0,3—0,5 ‰. Наиболее сильное распреснение (на 3,0—3,5 ‰) отмечается в заливах Нортон и Карагинском. Несколько меньшее (на 1,0—1,3 ‰) распреснение происходит в Бристольском заливе (рис. 18.12 *е, ж*).

В пределах глубоководной котловины Берингова моря изменения солености поверхностных вод от июня к июлю не превышают 0,05 ‰. Однако зона распреснения у островов Алеутской гряды (если следовать изолинии 33 ‰) достигает меридиана 173° 30′ в. и распространяется в море на 30—40 миль. Только между островами Ближними и Крысьими распресненные воды простираются к северу на 80—90 миль.

В августе (рис. 18.12 *з*) в глубоководной части Берингова моря продолжается распреснение трансформированных тихоокеанских вод, источник которого располагается в прилегающих водах Тихого океана, в районе прол. Ближнего. В прибрежных районах шельфовой части моря (рис. 18.12 *ж, з*) в августе происходит возрастание солености поверхностных вод. Исключением является только зал. Нортон, где наблюдается снижение значений, в результате которого в его вершине соленость поверхностных вод снижается до 21 ‰. В то же время на открытых акваториях восточно-беринговоморского шельфа (вне заливов) соленость поверхностных вод по сравнению с июлем изменяется незначительно (рис. 18.12 *ж, з*).

В сентябре продолжают наблюдаться разнонаправленные процессы в глубоководной и шельфовой частях моря. Поверхностные воды над глубоко-


а)
б)
в)
г)
170
180
170
160
65
60
55


д)
е)
ж)
з)
170
180
170
160
65
60
55

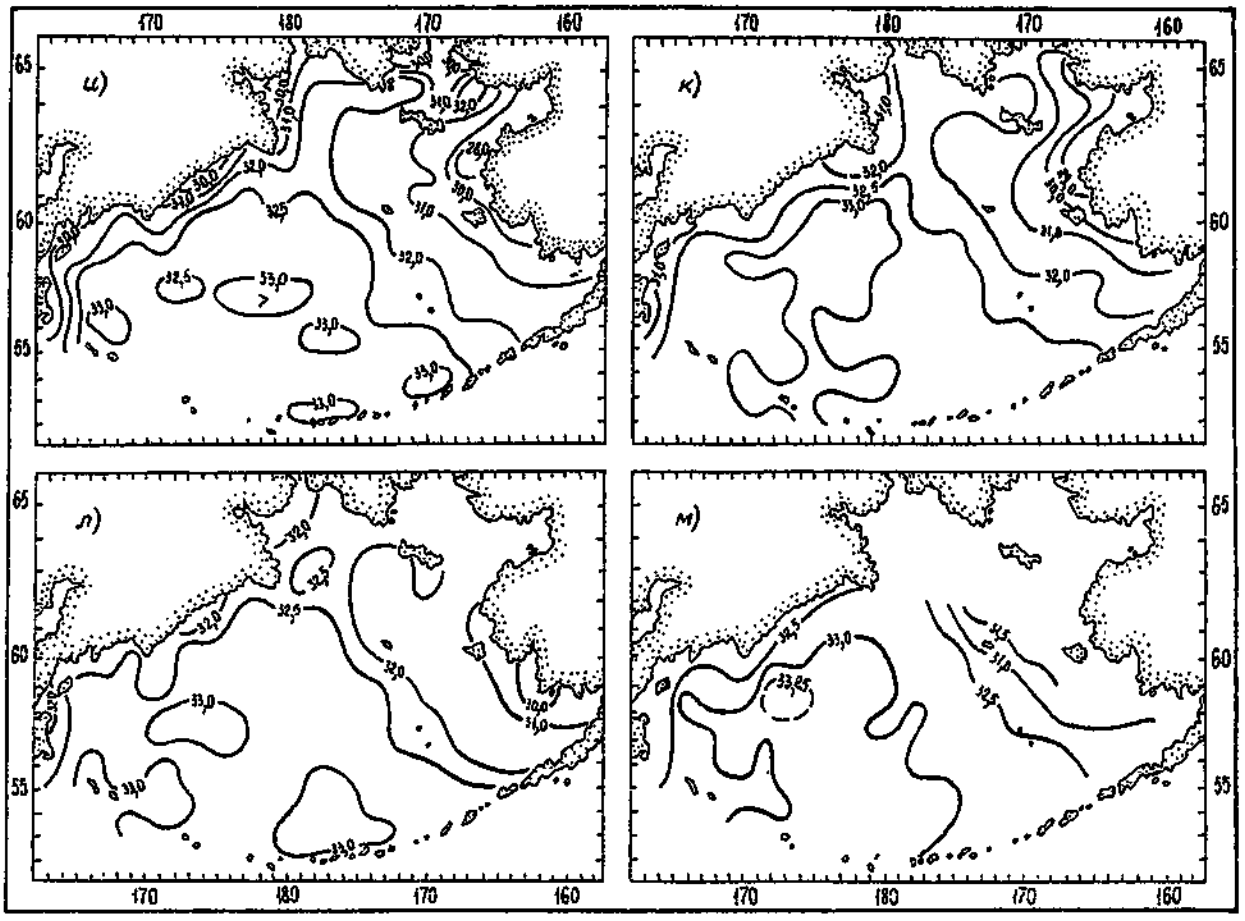


Рис. 18.12. Распределение солености (‰) поверхностных вод Берингова моря.
а—м — соответственно январь—декабрь.

водной котловиной достигают максимального распреснения. Одной из возможных причин происходящего является возрастание в этот период года повторяемости циклонов и осадков. Поэтому только в отдельных локальных районах глубоководной котловины моря значения солености поверхностных вод превышают 33 ‰ (рис. 18.12 *и*).

В этот период года формируется фронт солености, отделяющий воды глубоководной части моря от шельфовых вод вблизи берегов Камчатки. В Бристольском заливе за счет постоянного поступления тихоокеанских вод и уменьшения объема материкового стока значения солености возрастают до 30,5—31,5 ‰ (рис. 18.12 *и*).

В октябре на всей исследуемой акватории идет однонаправленный процесс повышения солености поверхностных вод. Так, в глубоководной части моря за счет начинающихся процессов термической конвекции и, следовательно, перемешивания с нижележащими слоями значения солености возрастают (по сравнению с данными за сентябрь) на 0,10—0,15 ‰ (рис. 18.12 *и, к*).

В ноябре (рис. 18.12 *л*) идет процесс дальнейшего и повсеместного возрастания солености поверхностных вод. Наиболее высокие значения (до 33,15—33,24 ‰) отмечаются вблизи прол. Ближнего, а также у проливов средней части Алеутской гряды, где происходит вторжение тихоокеанских вод (имеющих более высокие значения солености) и динамические процессы наиболее выражены. В этот период года очень слабо проявляется опресняющее воздействие вод материкового стока. Можно только отметить понижение солености вод в северной части Бристольского залива (до 30 ‰) и на мелководье западной части Анадырского залива (до 31,55 ‰).

В декабре (рис. 18.12 *м*) заканчивается формирование фронта солености на границе восточно-беринговоморского шельфа, разделяющего воды шельфа и глубоководной котловины. Имеющиеся в это время данные наблюдений свидетельствуют, что минимальные значения (до 31,4 ‰) отмечаются в центральной части восточно-беринговоморского шельфа. По конфигурации изолинии 31 ‰ можно отметить поступление более соленых вод на северо-восток в южной части Бристольского залива. Как следует из рис. 18.12 *д—м*, аналогичная картина солености поверхностных вод в южной части Бристольского залива прослеживается с мая по декабрь.

Наиболее высокие значения солености вод на поверхности Берингова моря в декабре выделены в проливах средней части Алеутской гряды и в западной части глубоководной котловины, что находится в полном соответствии с системой циклонических циркуляций вод в пределах глубоководной части исследуемой акватории.

На горизонте 30 м основные крупномасштабные закономерности распределения солености вод сохраняются в течение всего года. От поверхностного слоя они отличаются тем, что на этой глубине очень слабо сказывается распресняющее воздействие вод материкового стока и атмосферных осадков. Незначительные изменения солености вод на горизонте 30 м за счет протекающих на поверхности процессов опреснения прослеживаются только в динамически активных районах моря, в частности у проливов Алеутской гряды, а также при достижении осенней конвекцией данного горизонта.

На большей части акватории в течение всего года соленость на горизонте 30 м не более чем на 0,1—0,2 ‰ выше поверхностной. Поэтому пространственно-временные вариации солености на этом горизонте практически идентичны описанным выше для поверхностного слоя, однако со значительно меньшим размахом значений за счет отсутствия ярко выраженных минимумов, характерных для горизонта 0 м.

На горизонте 50 м (рис. 18.13) все основные крупномасштабные черты распределения солености вод, отмеченные выше для поверхностных горизонтов, также сохраняются.

Поле солености на этом горизонте в течение года трансформируется незначительно. Минимальные изменения его отмечаются на обширном восточно-беринговоморском шельфе. Здесь наблюдаются наиболее низкие скорости течений на протяжении всего года.

Наличие ледяного покрова в зимнее время и значительное опреснение в теплое полугодие приводят к двухслойной структуре (с резко выраженным слоем скачка плотности между поверхностными и подстилающими водами). Все это способствует ограничению вертикального обмена и определяет незначительную изменчивость солености вод на горизонте 50 м (см. рис. 18.13).

В Анадырском заливе, где в холодный период наблюдается наиболее суровая ледовая обстановка, происходит значительное осолонение толщи вод (особенно в его мелководной части). Летнее опреснение локализовано здесь в тонком поверхностном слое. Поэтому преобладающую часть года значения солености в Анадырском заливе на горизонте 50 м превышают 33,00—33,25 ‰. Однако в октябре (рис. 18.13 *г*) с началом осенней конвекции и передачей импульса поверхностного распреснения на нижележащие горизонты происходит снижение солености вод до 32,85 ‰. В ноябре с началом ледообразования и резкого снижения объема материкового стока соленость вод северо-западной части Анадырского залива вновь возрастает и может превышать 33 ‰.

Фронтальная зона, располагающаяся в области материкового склона и отделяющая воды восточно-

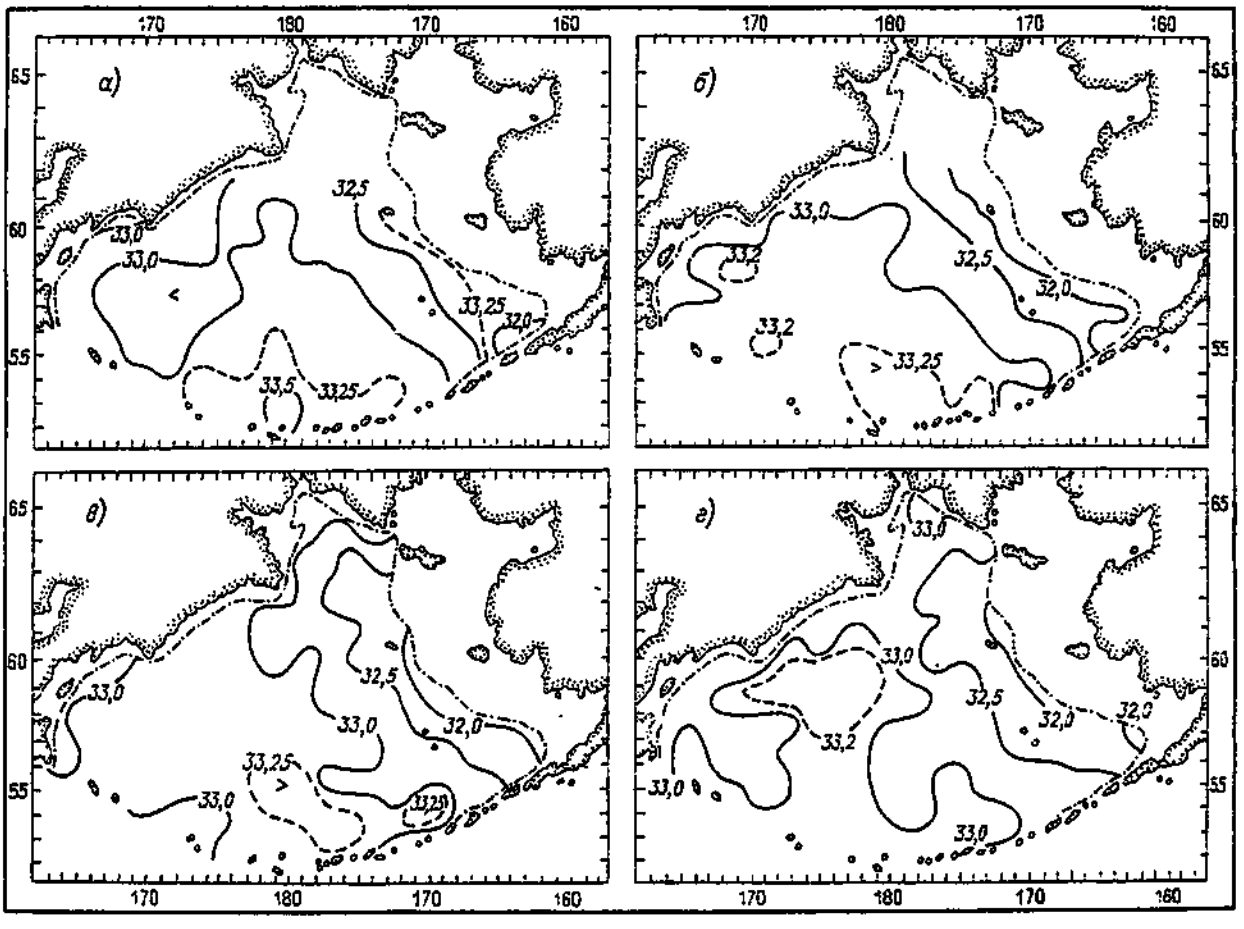


Рис. 18.13. Распределение солености (‰) вод Берингова моря на горизонте 50 м.
а — март; *б* — май; *в* — август; *г* — октябрь.

беринговоморского шельфа от вод глубоководной котловины, проявляется в течение всего года. Только с сентября по ноябрь градиенты в этой зоне снижаются, что связано с осенней конвекцией, в результате которой (совместно с повышенным обменом характеристик в пределах склона за счет интенсификации течений) происходит сглаживание пространственных градиентов солености. Колебания солености вод на горизонте 50 м в пределах склона в основном не превышают 0,1 ‰ на протяжении всего года (см. рис. 18.13).

Самые значительные изменения солености на горизонте 50 м (до 0,2 ‰ в течение года) отмечаются в глубоководной котловине Берингова моря (см. рис. 18.13).

В проливах Алеутской гряды соленость вод на горизонте 50 м с января по март постепенно возрастает (см. рис. 18.13). Высокие значения ее (до 33,25—33,44 ‰) сохраняются здесь (с небольшими, около 0,05—0,01 ‰, изменениями) в апреле и мае (рис. 18.13 *б*). Эффект распреснения поверхностных вод начинает проявляться на горизонте 50 м только в июне и продолжается до конца года, что связано с повышенным вертикальным обменом характеристик в проливах. Причем в отдельных частях гряды период распреснения вод на этом горизонте разный по продолжительности. В восточных проливах гряды он наиболее выражен в августе—ноябре. В средней части гряды пониженный фон солености проявляется с июня по декабрь, а абсолютный минимум выделяется в сентябре. В проливах западной части гряды минимальные значения наблюдаются с июля по декабрь. Наблюдаемые различия и сложность пространственного распределения солености на горизонте 50 м в проливах Алеутской гряды и на прилегающих к ним участках моря зависят от интенсивности вертикального и бокового обмена характеристик в проливах, а также от региональных особенностей областей формирования конкретных вод, перемещающихся через отдельные проливы.

Поля солености вод на горизонтах 100 и 200 м (рис. 18.14, 18.15) отражают ее поверхностные вариации только в динамически активных районах моря (проливы Алеутской гряды), а на остальной, преобладающей части моря изменения солености в течение года связаны с особенностями крупномасштабной циркуляции вод.

Интенсивный вертикальный обмен характеристик (в холодную половину года) приводит к постепенному возрастанию солености в пределах глубоководной котловины. Максимальные значения здесь выделяются в мае (33,25—33,60 ‰ на горизонте 100 м и 33,75—33,90 ‰ на горизонте 200 м).

В динамически активных районах моря в конце лета и начале осени происходит снижение соленос-

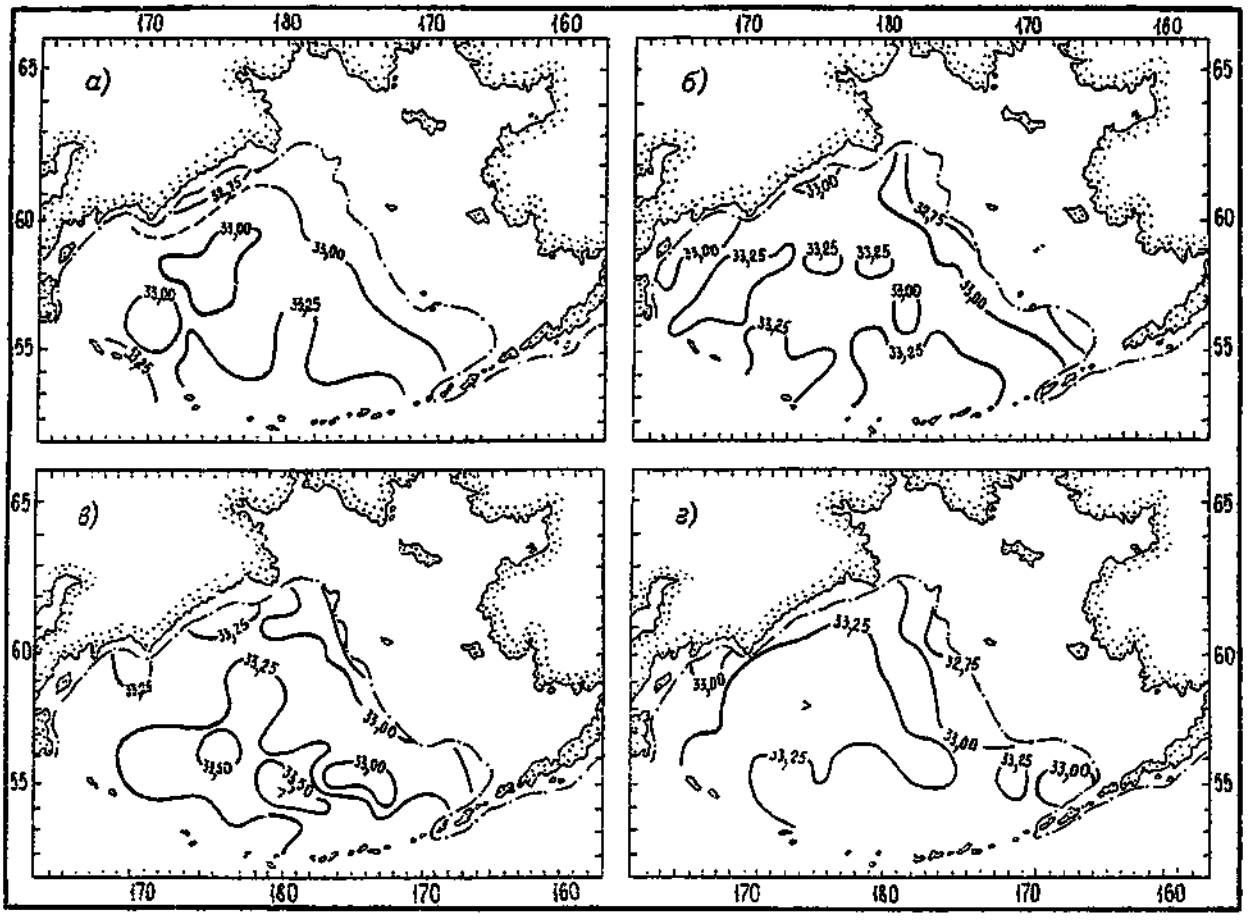


Рис. 18.14. Распределение солености (‰) вод Берингова моря на горизонте 100 м.

Условные обозначения см. на рис. 18.13.

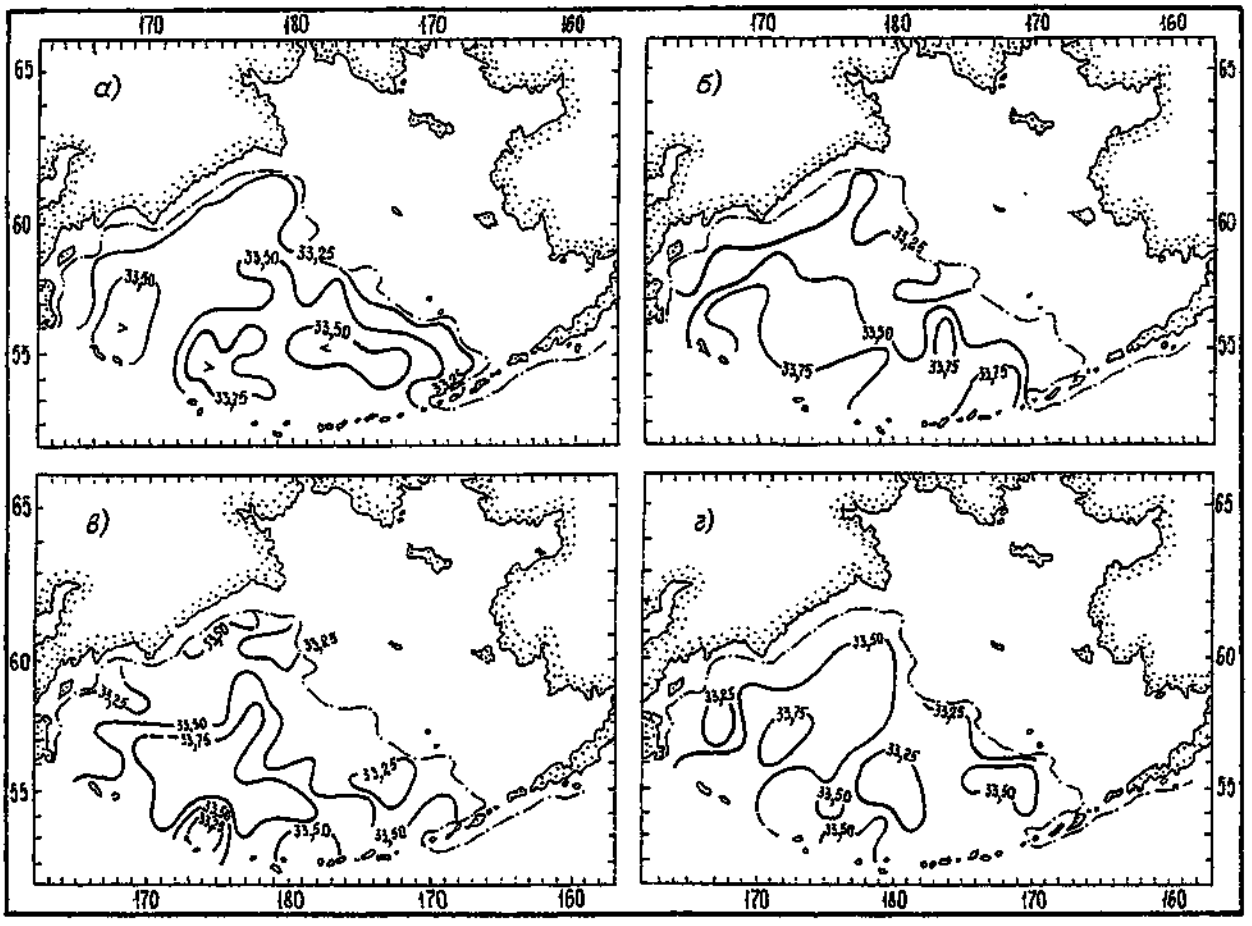


Рис. 18.15. Распределение солености (‰) вод Берингова моря на горизонте 200 м.
Условные обозначения см. на рис. 18.13.

ти вод на подповерхностных горизонтах. Это является реакцией на поверхностное распреснение вод. На горизонтах 100 и 200 м этот процесс наиболее ярко проявляется в октябре. В это время в восточной части гряды и водах к северу от нее соленость снижается до 33,0—33,1 ‰ на горизонте 100 м и до 33,25—33,40 ‰ на горизонте 200 м. Наблюдается также продвижение более осолоненных вод в западную часть глубоководной котловины (рис. 18.14 *г*, 18.15 *г*).

Периодические пульсации солености вод в проливах центральной и восточной частей гряды (максимум с марта по май и минимум в октябре) и дальнейшие перемещения импульсов течениями в глубоководной котловине приводят к образованию локальных областей максимума солености (более 33,00—33,25 ‰ на горизонте 100 м и 33,50—33,70 ‰ на горизонте 200 м) в западной части глубоководной котловины в холодную половину года (рис. 18.14 *а, б*, 18.15 *а, б*). Учитывая периоды формирования максимумов и минимумов солености в проливах, можно, в первом приближении, определить время обращения подповерхностных вод в пределах глубоководной котловины, которое в нашем случае составляет около года.

По результатам диагностических расчетов течений (см. ч. VII) скорости основных потоков вод в глубоководной котловине Берингова моря составляют 10—15 см/с. Если (с учетом скоростей) проследить перемещение тихоокеанских вод по основным звеньям циклонического круговорота вод в глубоководной котловине, то получим, что для завершения полного цикла нахождения их в пределах моря необходимо от 260 до 380 сут (в зависимости от принятых скоростей). Таким образом, анализ карт распределения солености и диагностические расчеты дают сходные результаты по времени нахождения тихоокеанских вод в пределах глубоководной котловины Берингова моря.

На рис. 18.16 представлены средние годовые карты распределения солености вод Берингова моря на нижележащих горизонтах (500, 1000, 2000 и 3000 м). По распределению значений на горизонтах 500 и 1000 м можно заключить, что поступление тихоокеанских вод в море происходит через глубоководные проливы западной части Алеутской гряды (кроме Камчатского пролива). Соленость на прилегающих к ним участках моря максимальна и составляет 34,10—34,15 ‰ на горизонте 500 м и 34,4—34,5 ‰ на горизонте 1000 м (рис. 18.16 *а, б*). По мере распространения тихоокеанских вод по глубоководной котловине происходит уменьшение значений (вблизи материкового склона они составляют соответственно 33,9 и 34,3—34,4 ‰).

На горизонтах 2000 и 3000 м (рис. 18.16 *в, г*) недостаточная точность определения солености вод и

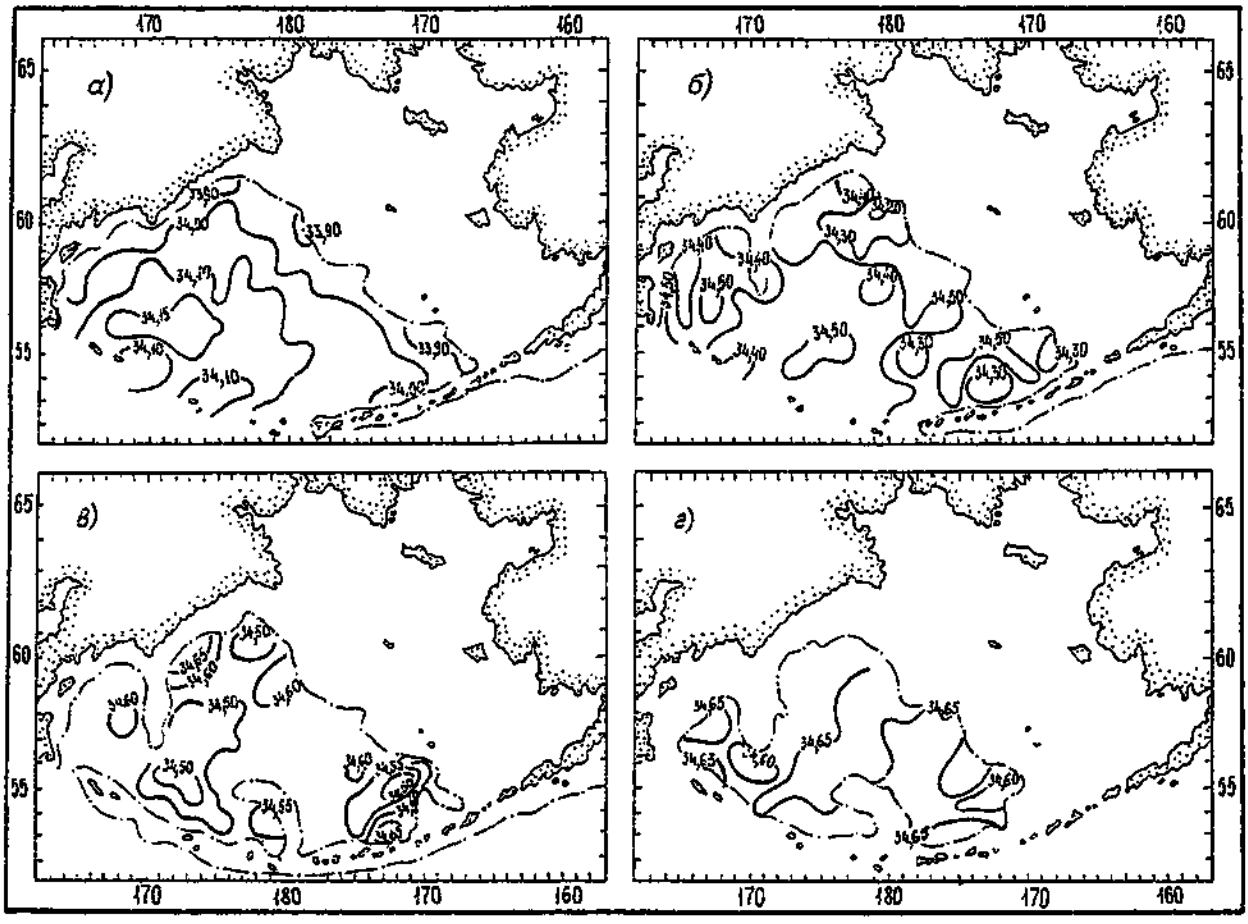


Рис. 18.16. Распределение солености (‰) вод Берингова моря на горизонтах 500 м (*а*), 1000 м (*б*), 2000 м (*в*) и 3000 м (*г*).

различное количество измерений в отдельных квадратах приводят к тому, что здесь невозможно выделить преобладающие закономерности и причинные связи пространственного распределения солености вод. Отмечаются только повышенные значения солености в западной части моря, что, вероятно, связано с известными представлениями [38, 56] о поступлении тихоокеанских вод через Камчатский пролив на глубинных горизонтах.

Локальные области минимальных значений солености (в юго-восточной части котловины и к югу от м. Наварин), вероятно, определяются опусканием вод в антициклонических круговоротах.

19. Пространственно-временная характеристика плотности вод

В настоящей главе рассматриваются закономерности пространственно-временного распределения условной плотности вод [34, 35, 65] на исследуемой акватории аналогично анализу температуры и солености в предыдущих разделах.

19.1. Вертикальное распределение

На рис. 19.1 и 19.2 представлены годовые наборы ежемесячных профилей вертикального распределения условной плотности вод (в дальнейшем будет употребляться термин плотность), которые отражают существующие особенности, характерные для акватории Берингова моря. Представленные рисунки свидетельствуют о том, что толщу вод Берингова моря можно разделить на несколько слоев, различающихся между собой интенсивностью происходящих в них процессов. За главные критерии данного разделения можно принять вертикальные градиенты плотности морской воды и их изменчивость в течение года, а также особенности внутригодовой изменчивости пространственного распределения плотности на различных горизонтах.

Самый верхний слой (где проявляется наибольшая изменчивость плотности) — это слой сезонных вариаций плотности, распространяющийся от поверхности до горизонта исчезновения (или невозможности выделения) внутригодовых колебаний плотности морской воды. Максимальные изменения плотности здесь происходят в поверхностных и подповерхностных горизонтах.

В теплое время года (от начала таяния ледяного покрова до начала осенне-зимнего охлаждения поверхностных вод) плотность воды здесь повсеместно увеличивается с глубиной. Так, на восточно-беринговоморском шельфе (см. рис. 19.2) в этот период года от поверхности до горизонтов 20—40 м плотность морской воды возрастает на 0,8—1,0 усл. ед. Особенно резкие изменения плотности с глубиной происходят в заливах (здесь не рассматриваются

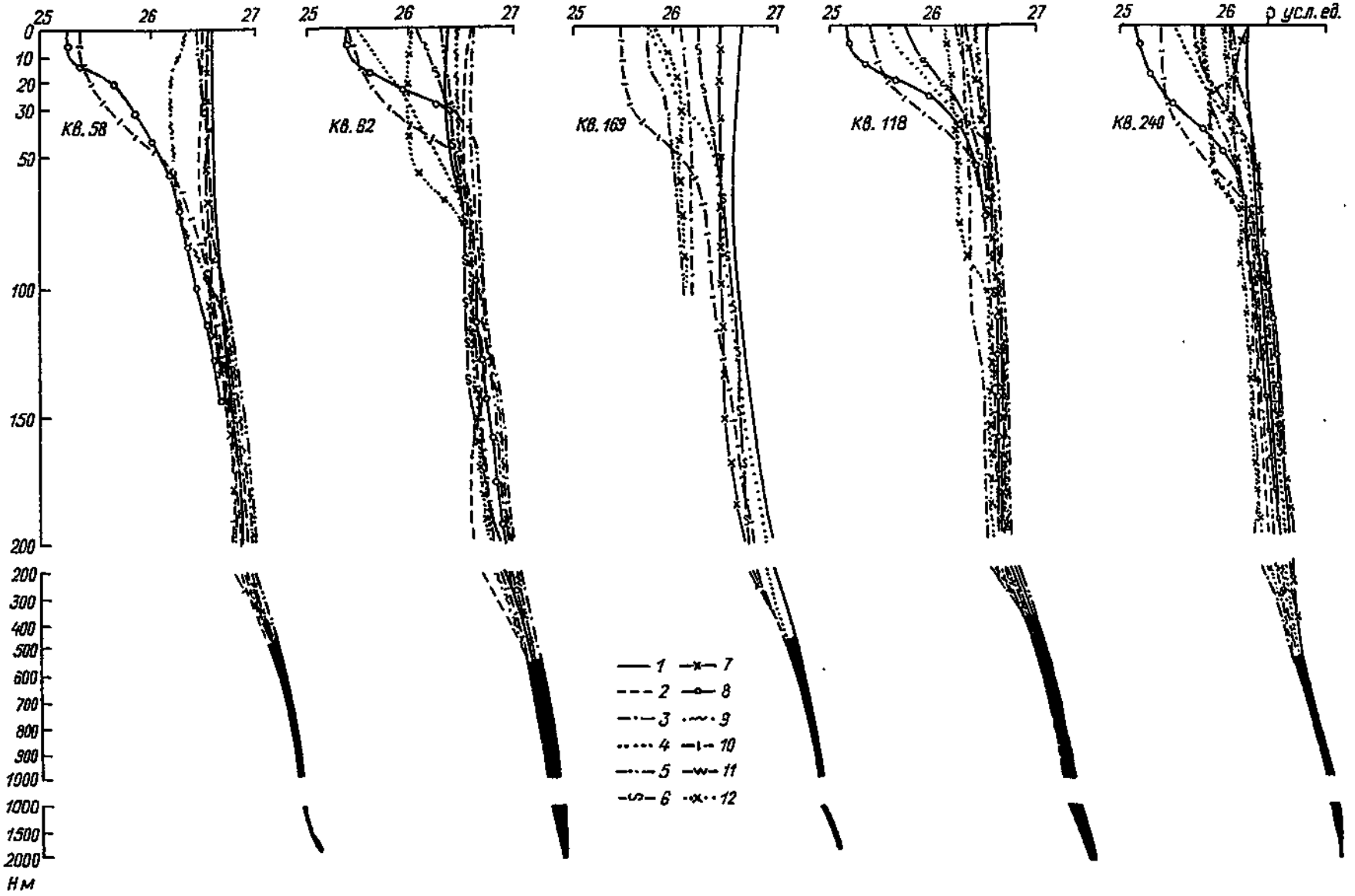


Рис. 19.1. Характерные кривые вертикального распределения плотности вод в глубоководной части Берингова моря.
1—12 — соответственно январь—декабрь.

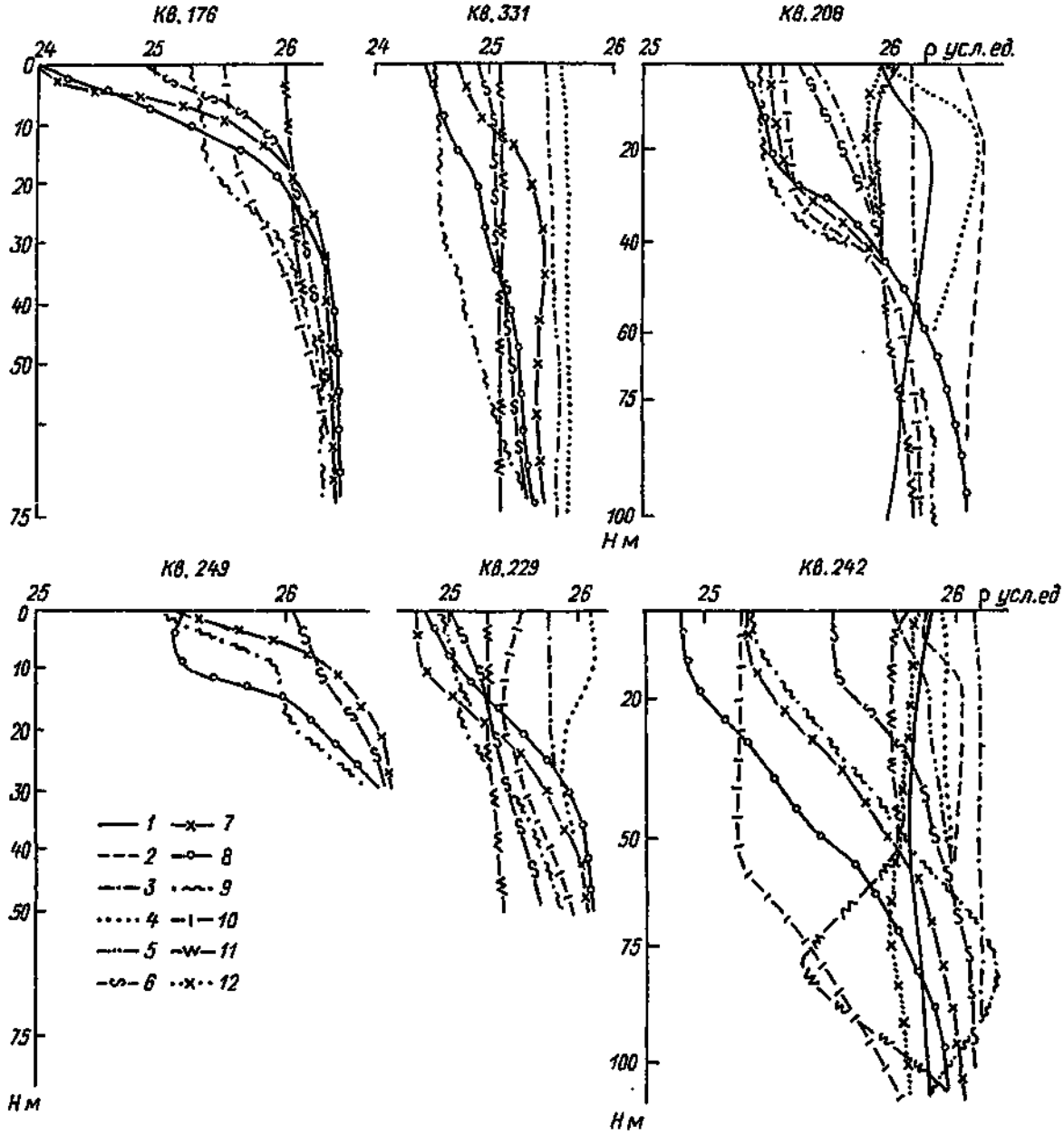


Рис. 19.2. Характерные кривые вертикального распределения плотности вод в шельфовой части Берингова моря.
Условные обозначения см. на рис. 19.1.

процессы, происходящие в устьевых районах), где в слое 10—20 м ее значения возрастают на 6,0—9,8 усл. ед. В глубоководной части моря сезонный пикноклин распространяется до горизонта 75 м, а плотность в нем увеличивается (по сравнению с поверхностной) на 0,8—1,2 усл. ед. (см. рис. 19.1).

Осенью, по мере охлаждения поверхностного слоя моря, в верхней части сезонного пикноклина начинает образовываться слой плотностной инверсии. Он достигает своего максимального развития (за счет термической неустойчивости) к моменту образования ледяного покрова.

С образованием льда плотностная инверсия на поверхностных и подповерхностных горизонтах сохраняется уже за счет увеличения солености вод. Несмотря на то что инверсия плотности (за счет осолонения при ледообразовании) имеет меньшие градиенты, чем при термической конвекции, ее достаточно для сохранения плотностной неустойчивости поверхностных вод до начала таяния льда.

Нижняя граница деятельного слоя определялась в каждом квадрате осреднения таким же образом, как и по значениям температуры. Практически за нее принималось начало участка, где крайние кривые вертикального распределения плотности воды (из годового набора средних многолетних месячных профилей) становились параллельными.

Топография нижней границы деятельного слоя представлена на рис. 19.3 *а*. Как видно, внутригодовые колебания плотности вод на акватории Берингова моря достигают придонных горизонтов на преобладающей части восточно-беринговоморского

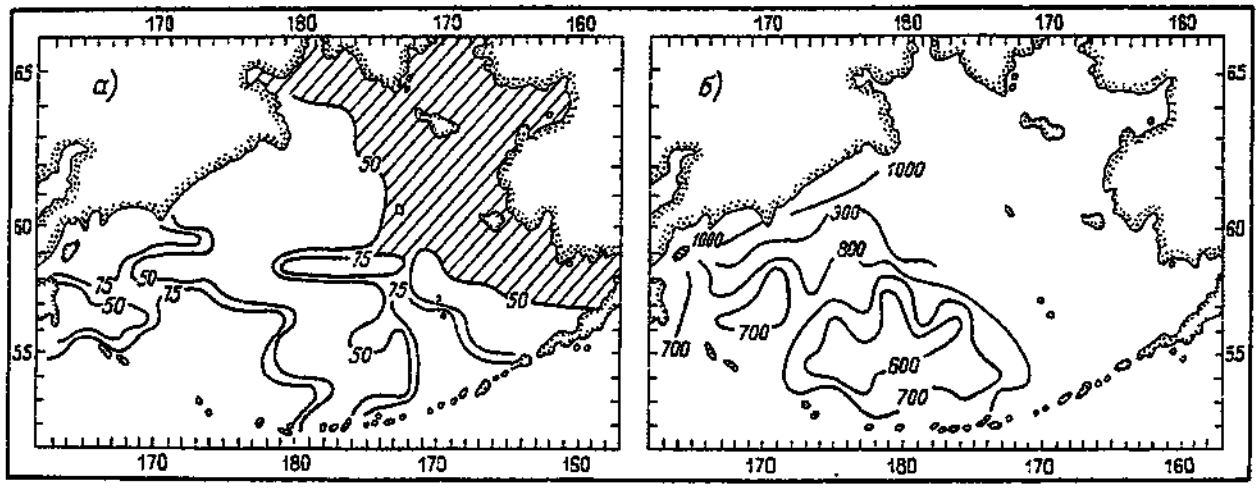


Рис. 19.3. Топография (м) нижней границы деятельного слоя (*а*) и глубина залегания (м) нижней границы главного пикноклина (*б*).

Заштрихована область, где нижняя граница деятельного слоя достигает дна.

шельфа. Над глубоководной котловиной и районом внешнего шельфа нижняя граница деятельного слоя располагается на глубинах 50—75 м.

В течение года средние квадратические отклонения плотности вод на горизонтах 50 и 75 м, как правило, составляют 0,1—0,2 усл. ед. в глубоководной части моря и возрастают на свале глубин и в шельфовой части моря до 0,25—0,35 усл. ед. Таким образом, 99 %-ная (нормальный закон распределения) или 80 %-ная (при произвольном распределении) вероятности предполагают ± 3δ. Для глубоководной части моря это будет составлять ± (0,3—0,6) усл. ед., а в мелководных районах и на свале глубин — ± (0,75—1,05) усл. ед. Внутригодовые колебания средних многолетних месячных значений плотности вод на горизонтах 50 и 75 м (где крайние из кривых вертикального распределения плотности вод параллельны) не превышают 0,4—0,7 усл. ед. в глубоководной части моря и 0,30—0,65 усл. ед. на шельфе. Если учитывать приведенные значения, то мы не можем, начиная с горизонтов, где крайние кривые вертикального распределения плотности вод становятся параллельными, достоверно отделить средние многолетние месячные профили друг от друга.

От нижней границы деятельного слоя до горизонтов резкой смены вертикальных градиентов плотности вод располагается слой главного пикноклина Берингова моря. Отличительная его черта — это повсеместное и в течение всего года возрастание плотности с глубиной.

Топография нижней границы главного пикноклина на акватории Берингова моря представлена на рис. 19.3 *б*. В целом она довольно близка к топографии нижней границы главного галоклина на рис. 18.3 *б* и, по-видимому, обусловлена теми же факторами (см. п. 18.1). Вертикальные градиенты плотности здесь варьируют в пределах 0,075—0,125 усл. ед.

От нижней границы главного пикноклина до придонных горизонтов располагается мощный слой глубинных и придонных вод, в которых значения плотности незначительно возрастают с глубиной со скоростью 0,020—0,035 усл. ед./м.

19.2. Короткопериодная изменчивость

Масштаб и характер короткопериодной изменчивости плотности вод Берингова моря в настоящее время можно оценить только по немногочисленным суточным океанографическим сериям наблюдений, которые выполнены в основном с недостаточной временной дискретностью (не менее 3 ч). Проведенный анализ всех имеющихся материалов свидетельствует, что короткопериодная изменчивость плотности вод на поверхности моря и на глубинных горизонтах, как правило, зависит от динамических факторов.

На рис. 19.4 представлены максимальные значения наблюденных суточных изменений плотности вод для отдельных пунктов. Наиболее низкие значения (0,16—0,19 усл. ед.) наблюдаются в открытых районах моря (например, в центре глубоководной котловины). Проведенный анализ временных изменений плотности в толще вод Берингова моря на многосерийных станциях показывает, что максимальные колебания плотности за сутки приурочены к слоям раздела между различными водными массами, а также на границе раздела летней и зимней модификаций вод в деятельном слое (рис. 19.4, см. станции в глубоководной котловине для холодного и теплого периодов года).

Суточные колебания плотности возрастают в динамически активных регионах моря. Так, на станциях, расположенных в районах распространения трансформированных тихоокеанских вод (внешняя часть Анадырского залива и область восточно-беринговоморского шельфа юго-западнее о. Св. Лаврентия), суточные изменения плотности увеличиваются до 0,28—0,32 усл. ед. (см. рис. 19.4). В прол. Ближнем и прилегающей к нему акватории моря вследствие возрастания скоростей приливных течений, а также за счет вихревой структуры потока проникающих в море тихоокеанских вод суточные колебания плотности возрастают до 0,53 усл. ед.

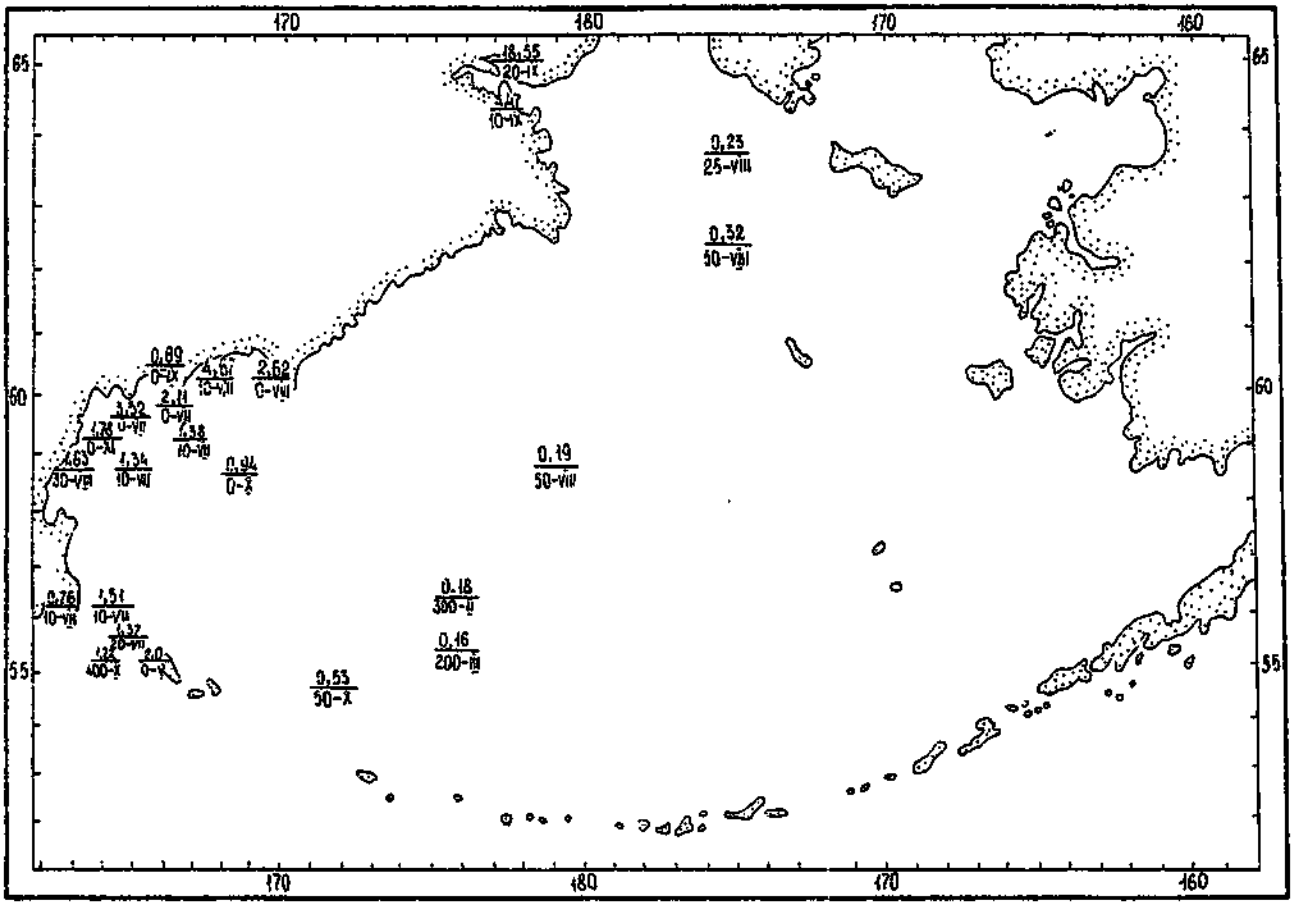


Рис. 19.4. Размах суточных колебаний плотности вод (усл. ед.) на акватории моря.

Числитель — значение; знаменатель — глубина (м) и месяц.

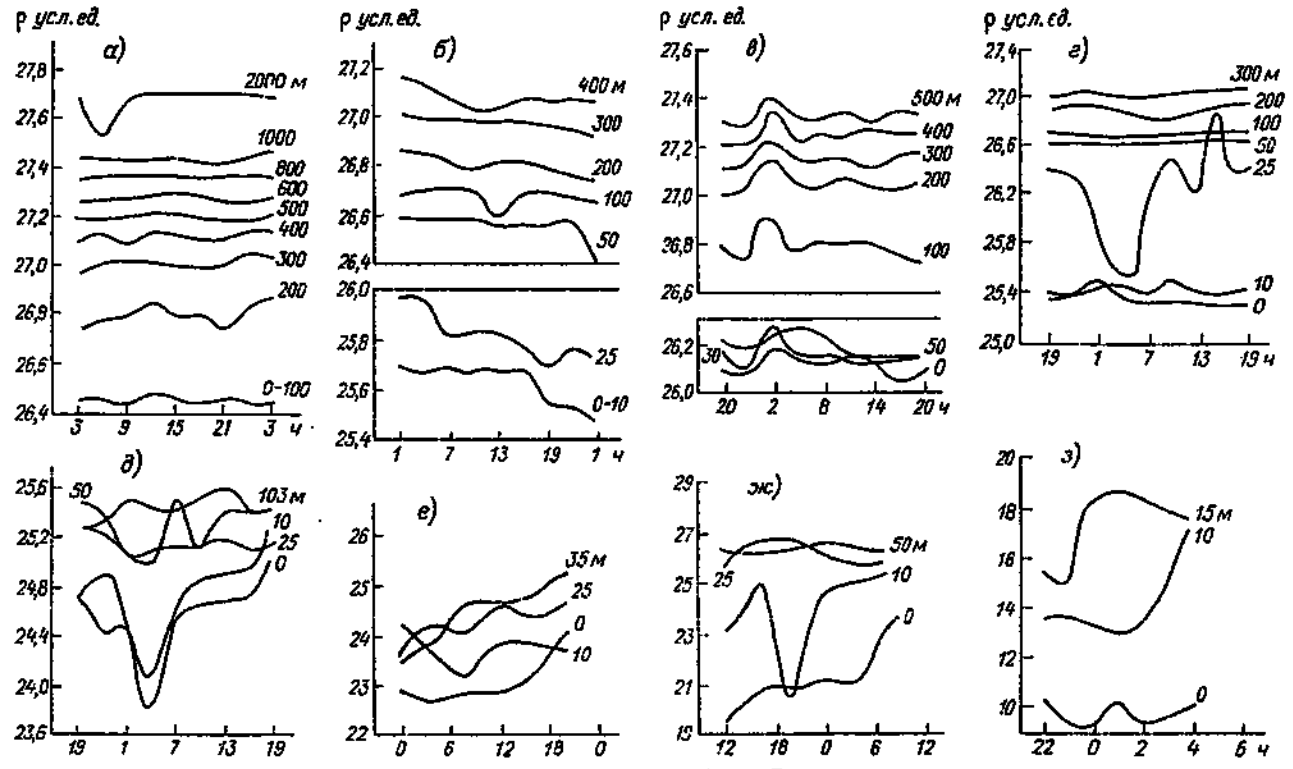


Рис. 19.5. Суточные колебания плотности вод в отдельных районах Берингова моря на различных горизонтах.

а — 56° 03′ с. ш., 175° 05′ в. д., 12—13 февраля 1982 г.; *б* — 58° 39′ с. ш., 177° 43′ в. д., 24—25 августа 1950 г.; *в* — 54° 34′ с. ш., 170° 58′ в. д., 24—25 октября 1953 г.; *г* — 55° 52′ с. ш., 164° 08′ в. д., 16—17 августа 1950 г.; *д* — 58° 53′ с. ш., 164° 46′ в. д., 13—14 июля 1952 г.; *е* — 58° 59′ с. ш., 163° 20′ в. д., 18 августа 1950 г.; *ж* — 60° 18′ с. ш., 167° 16′ в. д., 3—4 августа 1950 г.; *з* — 64° 38′ с. ш., 178° 10′ в. д., 3—4 сентября 1950 г.

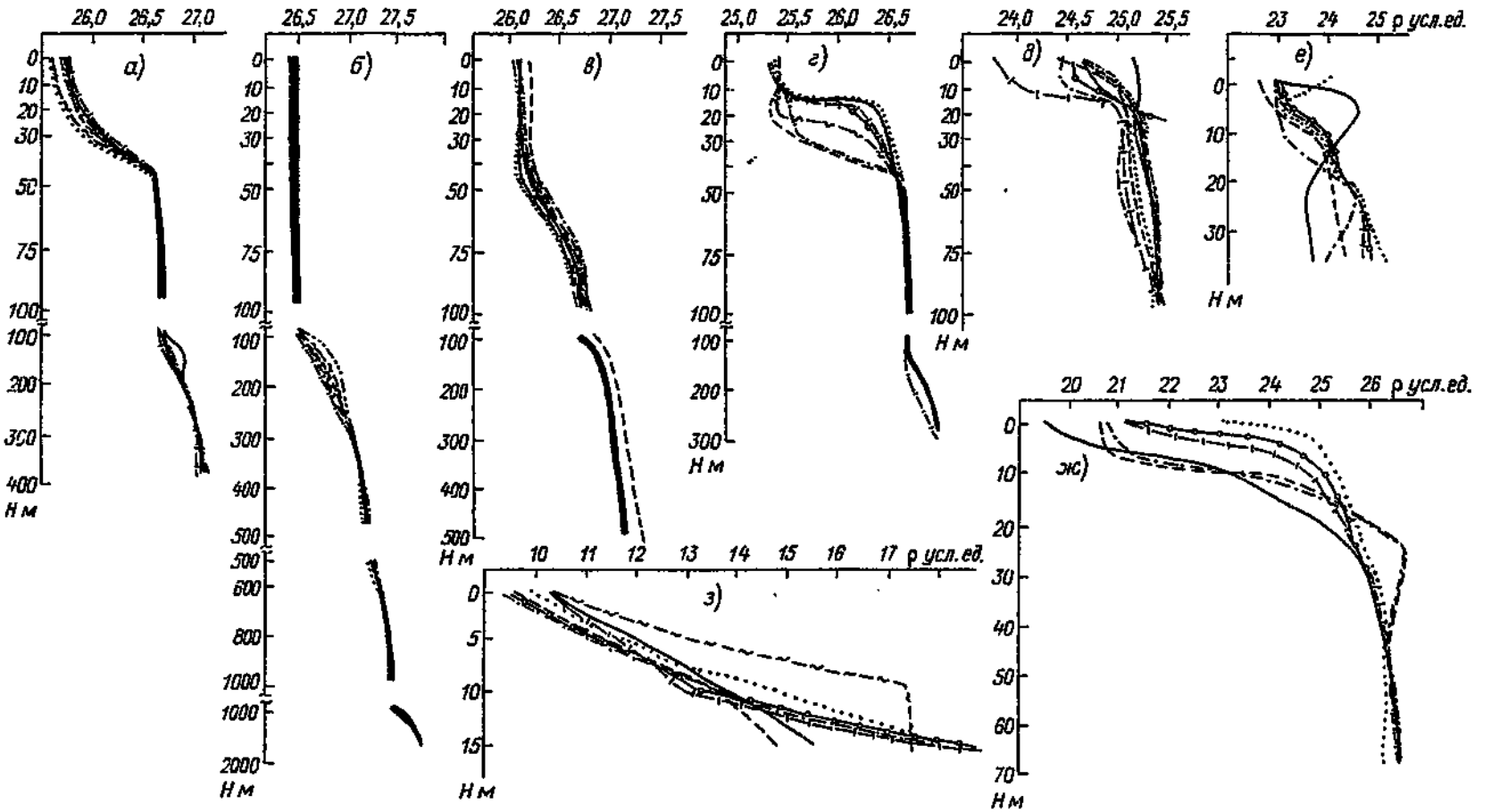


Рис. 19.6. Трансформация профилей вертикального распределения плотности вод в течение суток.

а — 58° 39′ с. ш., 177° 43′ в. д., 24—25 августа 1950 г.; *б* — 56° 63′ с. ш., 175° 05′ в. д., 12—23 февраля 1982 г.; *в* — 54° 34′ с. ш., 170° 58′ в. д., 24—25 октября 1958 г.; *г* — 55° 52′ с. ш., 164° 08′ в. д., 16—17 августа 1950 г.; *д* — 58° 53′ с. ш., 164° 46′ в. д., 13—14 июля 1952 г.; *е* — 58° 59′ с. ш., 163° 20′ в. д., 13 августа 1950 г.; *ж* — 60° 18′ с. ш., 167° 16′ в. д., 3—4 августа 1950 г.; *з* — 64° 38′ с. ш., 178° 10′ в. д., 3—4 сентября 1950 г.

Интенсификация скоростей течений на мелководье Камчатского пролива приводит к увеличению суточных изменений плотности вод до 0,94—1,51 усл. ед. В этом районе, как следует из рис. 19.4, наиболее резкие изменения наблюдаются в поверхностном (0—10 м) слое, что, вероятно, связано здесь (помимо интенсификации скоростей течений) с взаимодействием вод Камчатского течения и прибрежных распресненных водных масс.

Максимальные для всей исследуемой акватории значения суточных колебаний плотности (до 4,67—18,55 усл. ед.) приурочены к прибрежным районам моря (см. рис. 19.4). Наиболее высокие значения отмечаются в поверхностном (0—10 м) слое. Возрастание суточных колебаний плотности в прибрежных районах происходит за счет усложнения гидрометеорологических и динамических процессов (значительная суточная изменчивость приливных и непериодических течений, сгонно-нагонные явления, вариации стока рек и осадков, а также другие факторы).

Зимой в открытых районах моря во всем регистрируемом слое отмечаются наиболее низкие значения суточной изменчивости плотности. Так, в слое осенне-зимней конвекции, где вертикальные градиенты незначительны, суточные колебания плотности не превышают 0,04—0,08 усл. ед. Формирование скачка плотности (на нижней границе квазиоднородного слоя) способствует увеличению суточных колебаний до 0,11—0,18 усл. ед. Затем, по мере дальнейшего возрастания глубин (слой 500—800 м), изменчивость вновь уменьшается до 0,06—0,07 усл. ед. (рис. 19.5).

В летнее время в глубоководной части моря происходит возрастание суточных колебаний плотности (до 0,09—0,19 усл. ед.). В толще вод отмечается два слоя повышенных ее значений: поверхностный (0—50 м) и промежуточный (200—400 м). Их образование определяется наличием двух слоев скачка плотности: первого — на нижней границе ВКС и второго — на горизонтах предельного проникновения осенне-зимней конвекции (см. рис. 19.5).

По мере приближения к проливам Командорско-Алеутской гряды особенности вертикального распределения значений изменчивости не отличаются от закономерностей в открытой части моря. Значения возрастают от 0,43—0,53 усл. ед. в прол. Ближнем до 1,03—1,37 усл. ед. в Камчатском проливе. Так же как и в открытой части моря, в проливах не выделяется определенной периодичности суточных колебаний плотности вод (см. рис. 19.5).

Несмотря на отмеченные выше значительные суточные изменения температуры и солености вод, а также имеющиеся колебания плотности в слоях скачка, которые вызываются факторами различного происхождения, вертикальные профили плотности в течение суток не претерпевают значительных нарушений. Наиболее ярко это подтверждают суточные наборы кривых вертикального распределения плотности в открытых районах глубоководной части моря (рис. 19.6 *а—в*). Вблизи берегов могут наблюдаться существенные нарушения вертикальных профилей в течение суток (рис. 19.6 *г—е*). В то же время на отдельных станциях, выполненных на мелководье (наряду со значительной суточной изменчивостью плотности во всей толще вод), конфигурация вертикальных профилей в течение суток может не искажаться, что в основном происходит за счет квазисинхронных изменений плотности во всем слое (рис. 19.6 *ж, з*).

19.3. Внутригодовая изменчивость

Максимальная внутригодовая изменчивость плотности вод на акватории Берингова моря относится к поверхностному слою (рис. 19.7, 19.8). Слабое вертикальное развитие верхнего прогретого квазиоднородного слоя, а также его распреснение в теплый период года приводят к сравнительно высоким внутригодовым колебаниям плотности, которые на исследуемой акватории достигают 1,7—2,2 усл. ед. вдали от берегов и 6,0—8,5 усл. ед. в заливах. Здесь следует отметить, что в настоящей работе не рассматриваются внутригодовые изменения плотности вод в приустьевых участках моря.

В годовом ходе плотности поверхностных вод (во всех квадратах осреднения данных) наблюдается один максимум и один минимум. Минимум плотности поверхностных вод Берингова моря формируется с июля по сентябрь (см. рис. 19.7, 19.8). Довольно широкий временной интервал наступления данного экстремума связан с гидрометеорологическими особенностями исследуемого региона и с динамическими процессами, происходящими в отдельных районах моря. Так, в июле минимум плотности поверхностных вод формируется в районах, подверженных существенному влиянию вод материкового стока (например, кв. 195 на рис. 19.8). К данным районам относятся: Анадырский залив, зал. Нортон, воды вблизи побережья п-ова Камчатка от м. Наварин до Камчатского пролива, а также узкая область (не более 90—120 миль) восточно-беринговоморского шельфа, простирающаяся от северной части Бристольского залива до южной оконечности Чукотского полуострова. Запаздывание пика минимальной плотности поверхностных вод на один месяц относительно максимальных расходов на реках Азиатского и Северо-Американского континентов объясняется необходимым временем на перемещение речных вод в соответствующие квадраты на акватории моря, а также на происходящие при этом процессы смешения речных и морских вод, имеющих различные значения температуры и солености.

На большей части Берингова моря, где не сказывается влияние вод материкового стока, минимум плотности поверхностных вод формируется в августе (см. рис. 19.7, 19.8), что находится в полном соответствии с особенностями термического режима исследуемого региона.

Интенсивный вертикальный обмен характеристик в проливах Алеутской гряды приводит к тому, что максимум температуры здесь наступает в сентябре (в отдельных проливах даже в октябре). Как следует из карт пространственного распределения солености, минимальные ее значения в районе Алеутской гряды и в прилегающих частях моря проявляются в сентябре. Поэтому минимальная плотность поверхностных вод на акваториях проливов Алеутской гряды (рис. 19.7, кв. 170) формируется в сентябре (в мелководных проливах с сильными течениями она может смещаться на сентябрь—октябрь). На сентябрь приходится пик минимальной плотности в трансформированных тихоокеанских водах, перемещающихся по акватории глубоководной котловины Берингова моря.

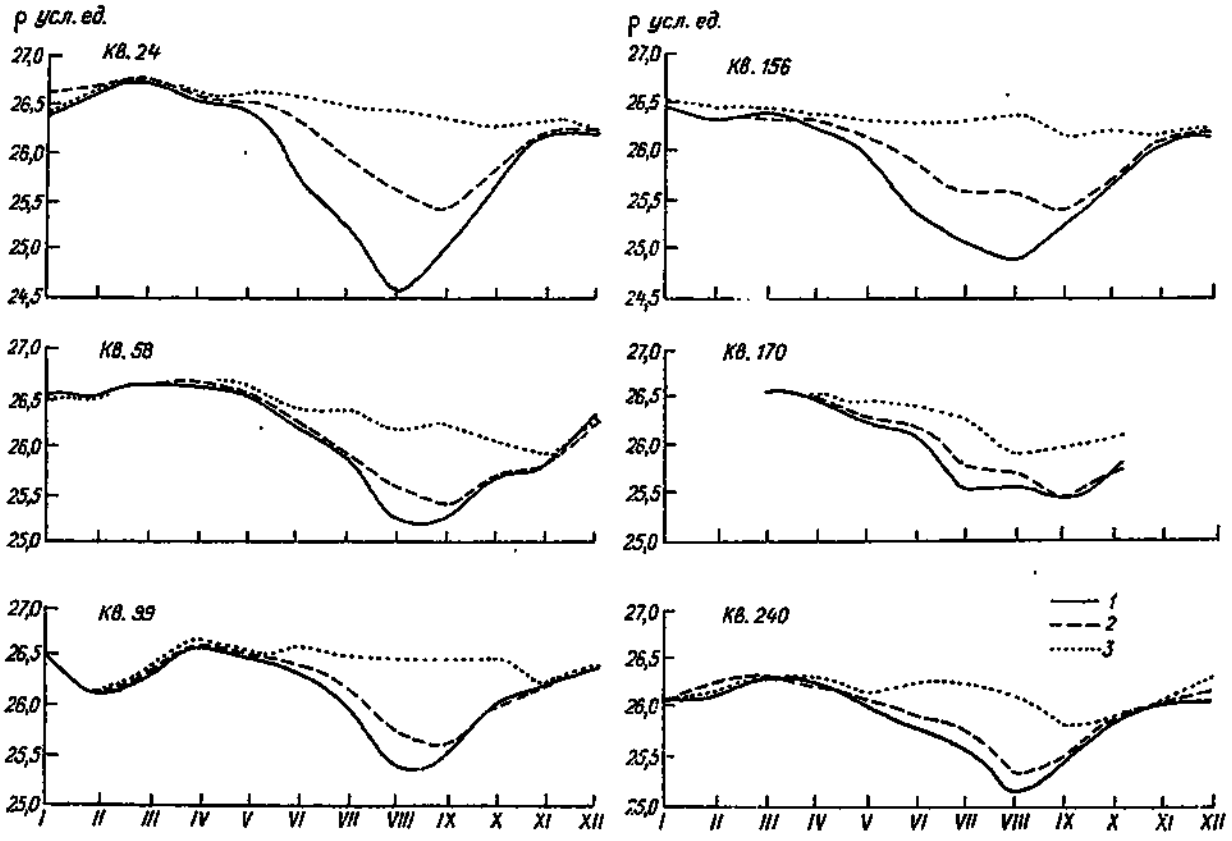


Рис. 19.7. Годовой ход плотности воды в отдельных квадратах глубоководной части Берингова моря.
1 — 0 м; 2 — 20 м; 3 — 50 м.

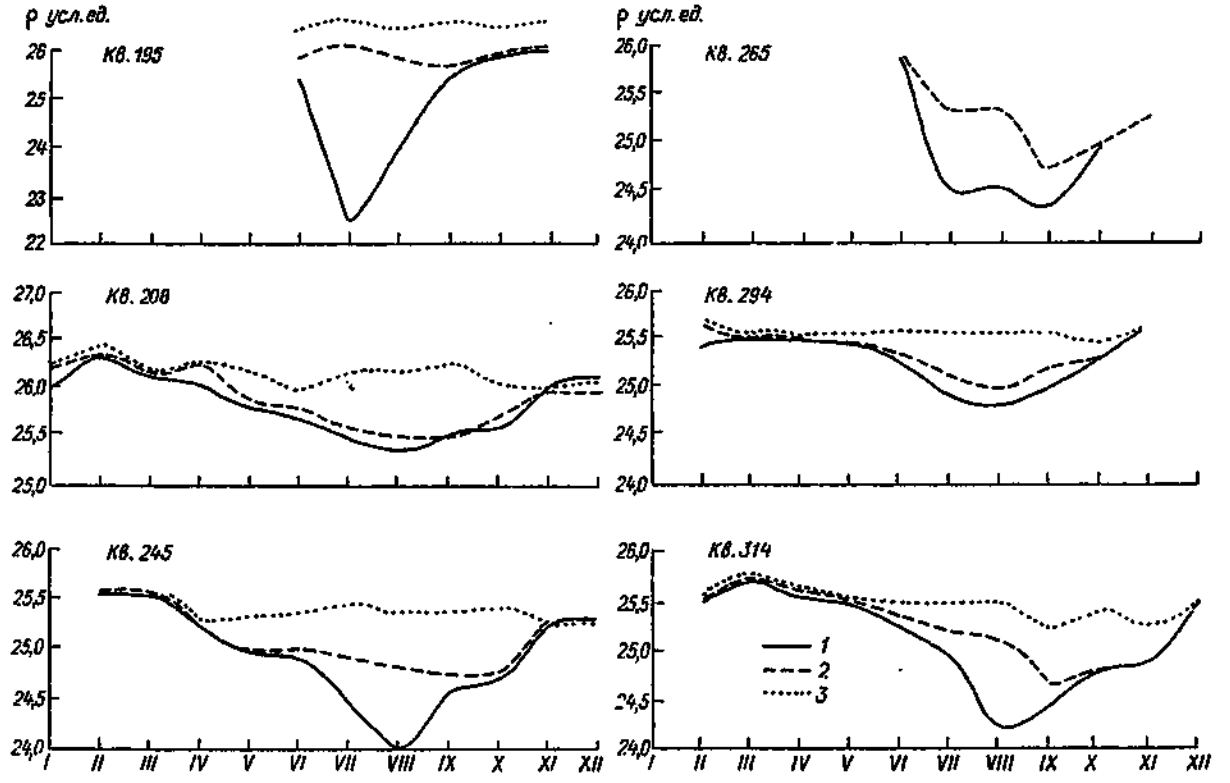


Рис. 19.8. Годовой ход плотности воды в отдельных квадратах шельфовой части Берингова моря.
Условные обозначения см. на рис. 19.7.

Максимальная плотность поверхностных вод Берингова моря на акваториях, свободных от ледяного покрова, формируется в феврале и марте (см. рис. 19.7, 19.8), что связано с максимальным охлаждением морских вод и минимальным количеством атмосферных осадков.

В зонах интенсивного перемешивания вод (например, проливы Алеутской гряды и район материкового склона), где максимальное охлаждение поверхностных вод может запаздывать на один месяц, пик максимума плотности смещается на март, а в отдельных случаях — на март—апрель (см. рис. 19.7, 19.8).

В шельфовых районах моря, где зимой существует ледяной покров, максимальной плотности поверхностные воды достигают к моменту максимального его развития.

На акватории Берингова моря с ростом глубин в пределах деятельного слоя не наблюдается временных различий наступления максимума плотности вод. Это связано с тем, что в процессе осенне-зимней конвекции в этом слое исчезают вертикальные градиенты гидрологических характеристик.

Время наступления минимальных значений плотности вод Берингова моря на различных горизонтах зависит в основном от интенсивности динамических процессов, происходящих в толще вод. В районах интенсивного вертикального перемешивания вод, а также на путях следования трансформированных тихоокеанских вод не наблюдается различий во времени наступления минимальных значений плотности на горизонтах 0 и 20 м (рис. 19.7, кв. 170 и 240; рис. 19.8, кв. 265 и 294).

В тех районах, где приливные и непериодические течения незначительны, на горизонте 20 м наступление минимальных значений плотности вод происходит позже на один месяц, чем у поверхности (см. рис. 19.7, 19.8). Это также свидетельствует о том, что нижняя граница ВКС на преобладающей части Берингова моря в летнее время не достигает горизонта 20 м.

С дальнейшим возрастанием глубин происходит еще более значительное смещение (по сравнению с поверхностью моря) пика минимальной плотности вод (если его по имеющимся данным можно выделить). Так, на горизонте 50 м он, как правило, выделяется в ноябре—декабре (см. рис. 19.7, 19.8). Это соответствует времени достижения данного горизонта термической конвекцией, в результате которой (при смешении поверхностных вод с нижележащими) происходит повышение температуры и снижение солености вод на подповерхностных горизонтах.

В поверхностном слое Берингова моря максимальная изменчивость плотности приурочена к районам с наибольшей внутригодовой изменчивостью температуры и солености вод, что особенно ярко проявляется в заливах и бухтах Азиатского и Северо-Американского континентов. Размах внутригодовых колебаний плотности вод здесь достигает 6—9 усл. ед. (рис. 19.9 *а*). За пределами заливов

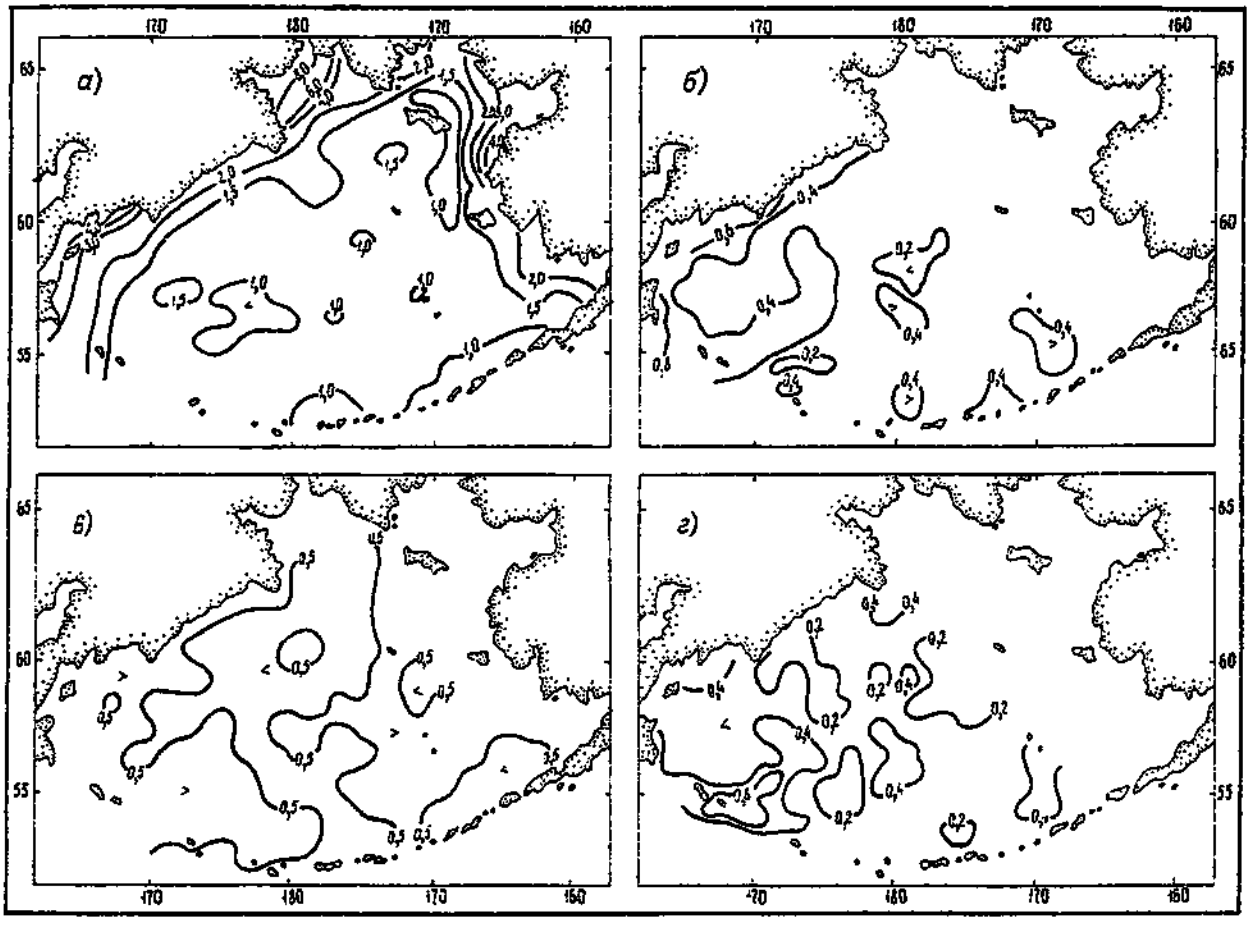


Рис. 19.9. Размах внутригодовых колебаний плотности вод (усл. ед.) на горизонтах 0 м (*а*), 50 м (*б*), 100 м (*в*) и 150 м (*г*).

размах резко уменьшается и на преобладающей части моря не превышает 1,5 усл. ед. Наиболее низкие значения изменчивости (менее 1,2 усл. ед.) выделяются в динамически активных районах моря (проливы Алеутской гряды и прилегающие к ним части моря) (рис. 19.9 *а*).

По мере увеличения глубин происходит уменьшение внутригодовой изменчивости плотности вод. На горизонте 50 м (рис. 19.9 *б*) ее значения, как правило, не превышают 0,6—0,7 усл. ед. Минимальная изменчивость (до 0,3—0,5 усл. ед.) отмечается в районах интенсивного вертикального обмена характеристик (мелководные проливы Алеутской гряды и прилегающие к ним районы моря, а также материковый склон и периферии основных круговоротов вод). Незначительный уровень изменчивости в Анадырском заливе на горизонте 50 м (до 0,2—0,3 усл. ед.) связан с резкой стратификацией плотности вод в летнее время, что препятствует обмену характеристик поверхностных вод с нижележащими.

На горизонтах 100 и 150 м происходит дальнейшее уменьшение внутригодовой изменчивости плотности вод (рис. 19.9 *в*, *г*). Необходимо отметить, что ее размах здесь в основном определяется динамическими факторами. Поэтому максимальные значения внутригодовых колебаний плотности вод на этих горизонтах отмечаются на периферии основных круговоротов вод моря (рис. 19.9 *в*, *г*).

19.4. Особенности пространственно-временного распределения

Проведенный анализ полученных полей плотности поверхностных вод Берингова моря показал, что они имеют повторяющиеся крупномасштабные черты в течение всего года. Максимум значений, как правило, располагается в местах поступления и дальнейшего перемещения тихоокеанских вод по исследуемой акватории. Пространственные градиенты плотности поверхностных вод в пределах глубоководной котловины моря минимальны. По мере приближения к берегам градиенты возрастают. Это свидетельствует о том, что в шельфовых районах моря поле солености является основным фактором, формирующим закономерности распределения плотности на поверхности. Особенности термического режима отдельных частей моря также вносят свой вклад и усложняют представленную выше картину.

В зимнее время (январь—март) поле плотности поверхностных вод Берингова моря не отличается сложностью. Максимальные значения (до 26,55—26,63 усл. ед.) выделяются в проливах средней части Алеутской гряды, а также на акватории глубоководной котловины (рис. 19.10 *а*). Значения здесь от января к марту постепенно и повсеместно возрастают на 0,05—0,10 усл. ед.

Минимальные значения плотности поверхностных вод (не превышающие 26 усл. ед.) находятся

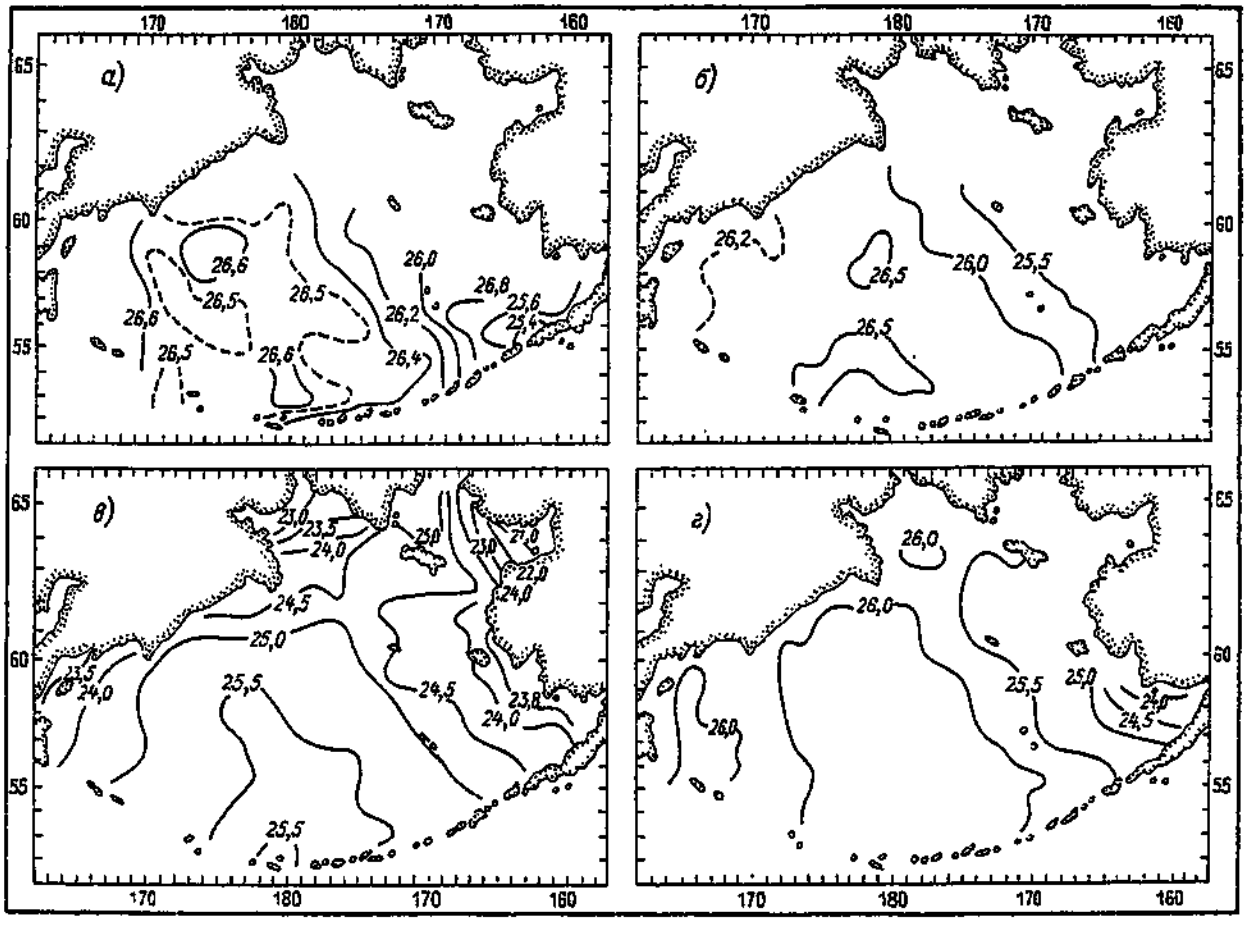


Рис. 19.10. Распределение плотности вод (усл. ед.) на поверхности Берингова моря.
а — март; *б* — май; *в* — август; *г* — ноябрь.

на восточно-беринговоморском шельфе. Здесь также от января к марту (рис. 19.10 *а*) происходит возрастание плотности, что можно проследить на примере изопикны 25,6 усл. ед. Это в основном связано с понижением температуры тихоокеанских вод, проникающих через проливы восточной части Алеутской гряды.

Апрель характеризуется началом повсеместного снижения плотности поверхностных вод по сравнению с зимними месяцами. Возрастание количества атмосферных осадков и увеличение температуры поверхностных вод приводят к уменьшению плотности (по отношению к марту) на 0,1—0,2 усл. ед. Минимальные изменения ее происходят в центре глубоководной котловины и в области материкового склона.

В глубоководной части моря дальнейшее снижение значений плотности продолжается с мая по август. Наиболее четко это прослеживается по положению изопикны 25,5 усл. ед. (рис. 19.10 *б*, *в*). Однако в прибрежных районах моря, особенно в Олюторском и Анадырском заливах, минимальная плотность поверхностных вод формируется в июле. Это, как отмечалось выше, связано с распресняющим влиянием вод материкового стока.

В сентябре по всей акватории Берингова моря вновь начинает возрастать плотность поверхностных вод. Наиболее сильно это выражено в шельфовых районах моря, где плотность повышается на 0,5—1,0 усл. ед. В глубоководной части моря, где теплозапас вод более значителен, а также вследствие снижения солености вод вблизи островов Алеутской гряды, повышение плотности поверхностных вод составляет не более 0,1—0,2 усл. ед.

Осенью (октябрь—декабрь) наблюдается дальнейшее увеличение значений плотности поверхностных вод (рис. 19.10 *г*). Однако имеющиеся крупномасштабные закономерности поля плотности не претерпевают изменений. Максимальные значения плотности в этот период отмечаются у берегов п-ова Камчатка, что связано здесь с более суровыми метеорологическими условиями и соответственно с возрастанием обмена с нижележащими более плотными слоями вод.

По особенностям расположения изопикн в течение всего года отмечается поступление более плотных вод в северную часть моря от м. Наварин к о. Св. Лаврентия. Выделяется также поступление тихоокеанских вод в южную часть Бристольского залива. Наиболее отчетливо это выражается в конфигурации изопикн с июля по декабрь (рис. 19.10 *в*, *г*).

С января по март в слое 0—50 м вертикальных градиентов плотности практически не наблюдается (рис. 19.10 *а*, 19.11 *а*).

В мае основные черты поля плотности вод на горизонте 50 м не отличаются от поверхностных, однако повсеместно плотность на горизонте 50 м выше. Минимальные различия (около 0,1—0,2 усл. ед.) наблюдаются в южной части моря (к северу от остро-

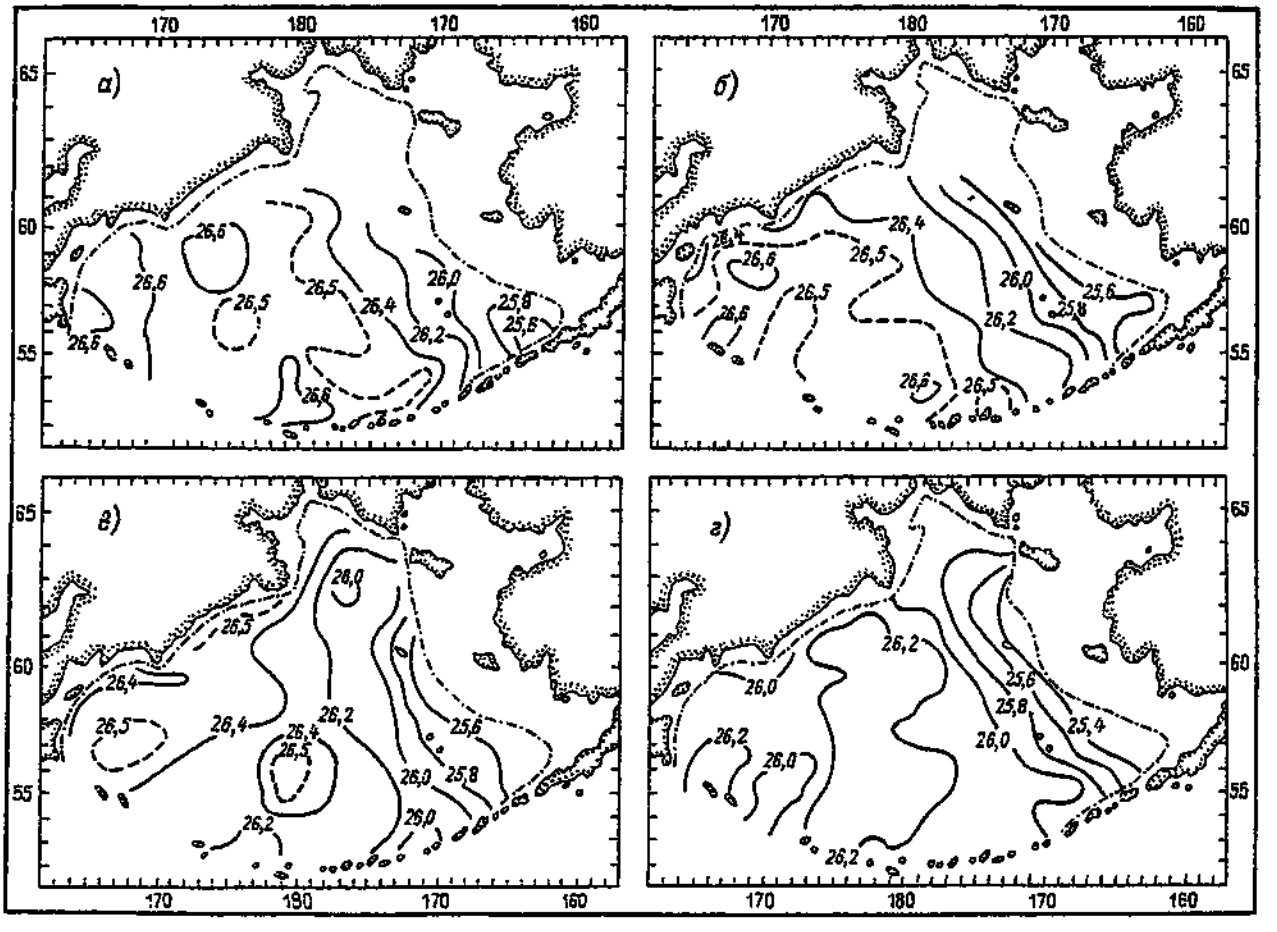


Рис. 19.11. Распределение плотности вод (усл. ед.) на горизонте 50 м.

Условные обозначения см. на рис. 19.10.

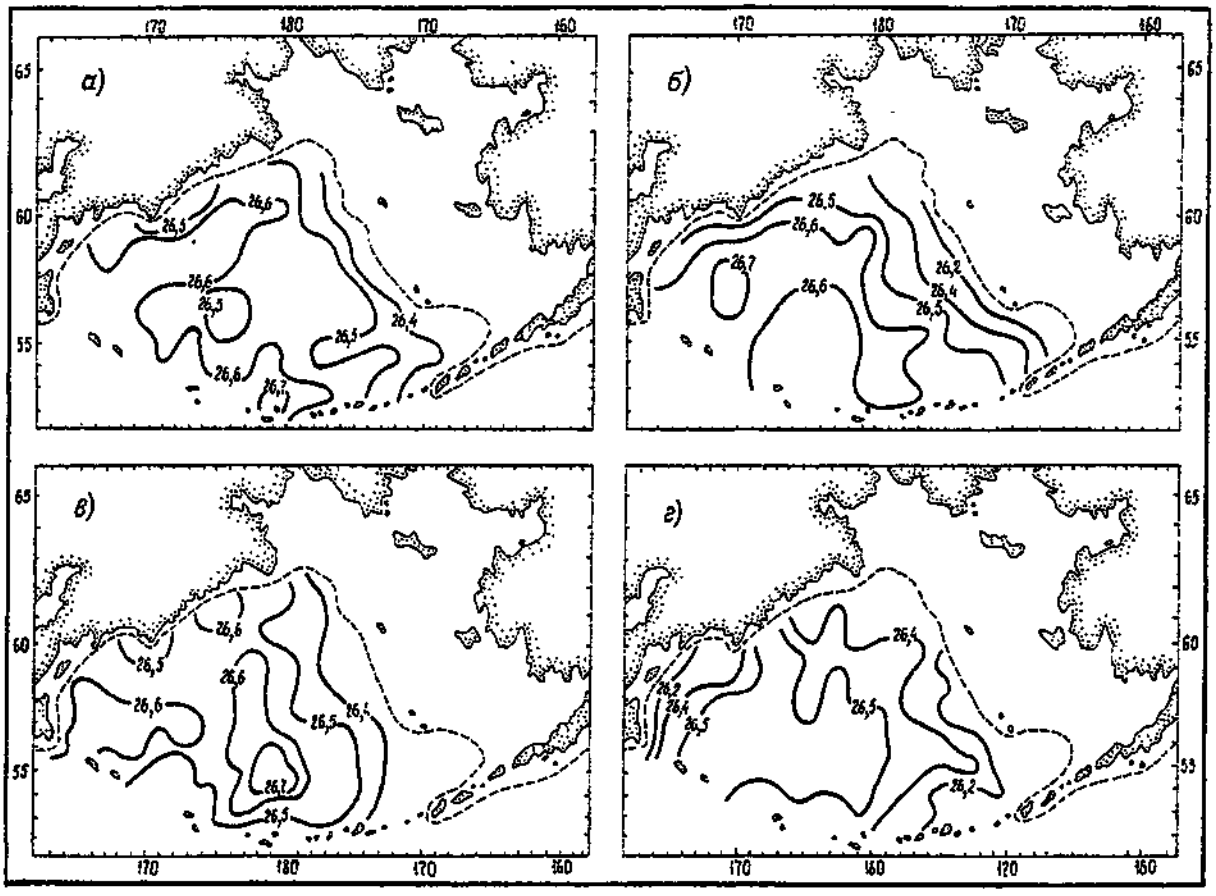
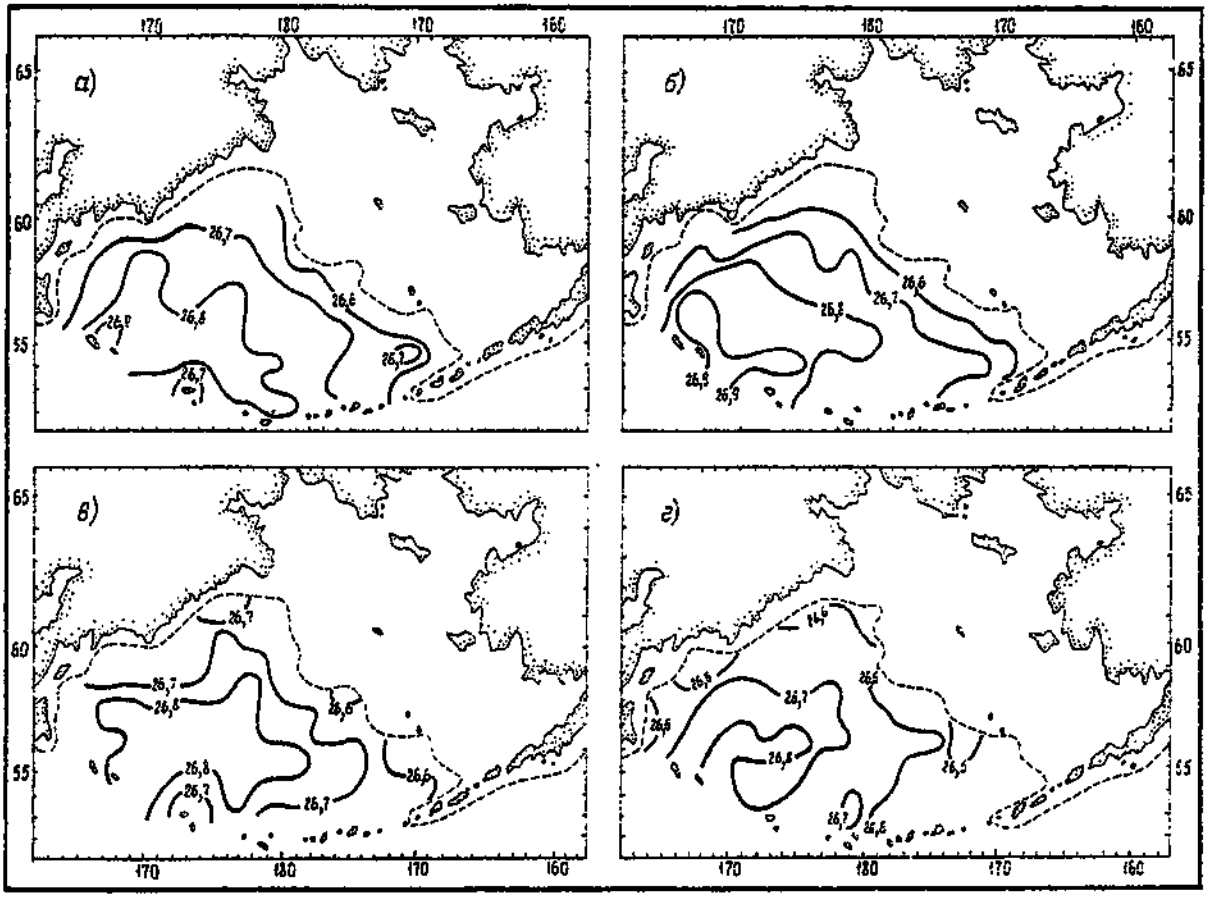


Рис. 19.12. Распределение плотности вод (усл. ед.) на горизонте 100 м.
Условные обозначения см. на рис. 19.10.

Рис. 19.13. Распределение плотности вод (усл. ед.) на горизонте 200 м.
Условные обозначения см. на рис. 19.10.



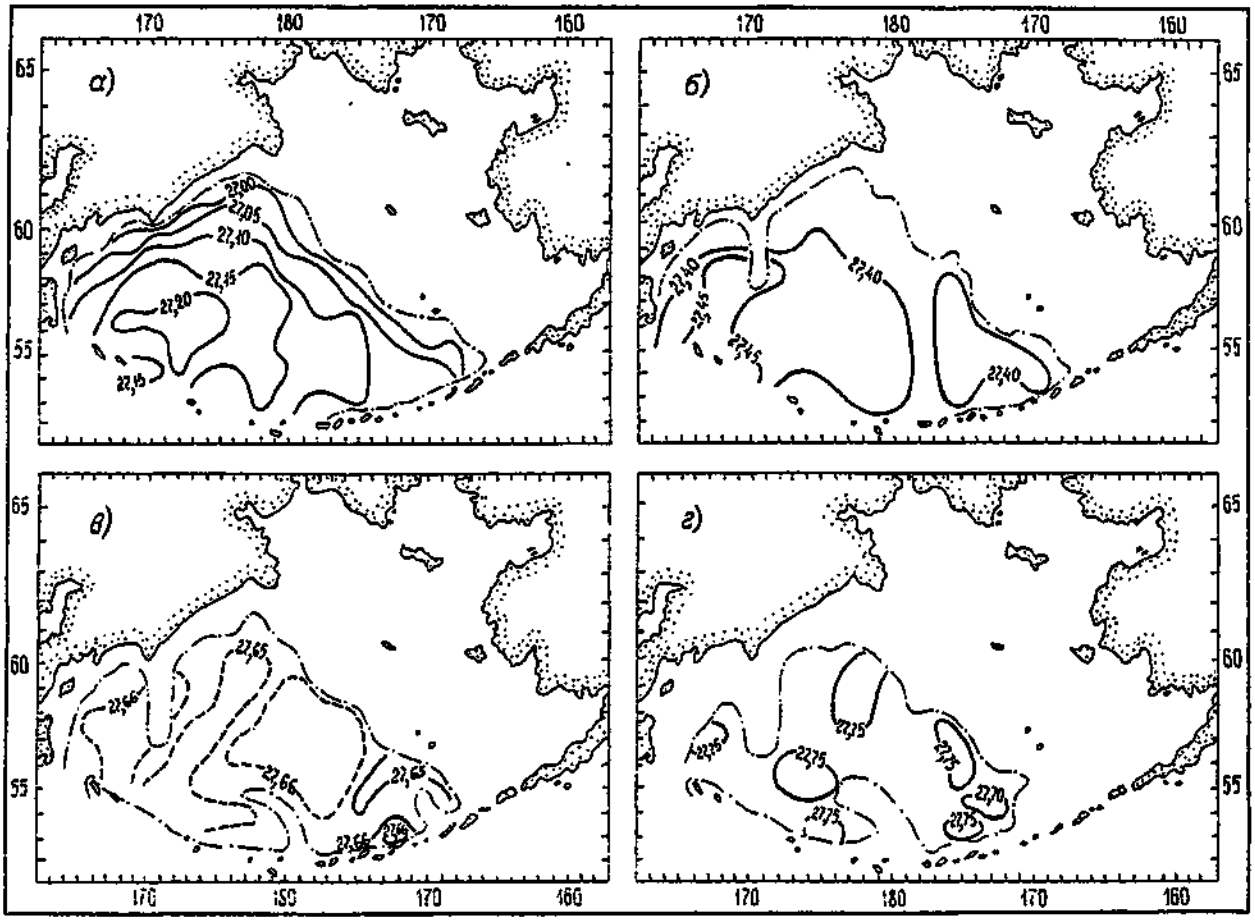


Рис. 19.14. Распределение плотности вод (усл. ед.) Берингова моря на горизонтах 500 м (*а*), 1000 м (*б*), 2000 м (*в*) и 3000 м (*г*).

вов центральной части Алеутской гряды) и на восточно-беринговоморском шельфе, а у берегов Камчатки они возрастают до 0,3—0,4 усл. ед. (рис. 19.11 *б*).

Уменьшение значений плотности вод на горизонте 50 м продолжается в течение всего лета и осени (рис. 19.11 *в*, *г*).

На горизонте 100 м поле плотности вод претерпевает незначительные внутригодовые изменения. Основные крупномасштабные черты распределения сохраняются в течение всего года (рис. 19.12). Максимальные значения плотности выделяются в проливах западной части Алеутской гряды и вблизи берегов Камчатки. В первом районе это связано с поступлением в море более плотных тихоокеанских вод и с интенсивным вертикальным обменом характеристик в пределах проливов, а во втором — с наиболее мощной осенне-зимней конвекцией.

По мере приближения к свалу глубин, разделяющему море на глубоководную и шельфовую части, градиенты плотности резко возрастают, что способствует формированию здесь фронтальной зоны, которая резко выделяется в течение всего года (см. рис. 19.12 *б*).

Минимальные значения плотности на горизонте 100 м отмечаются в Беринговом море в ноябре, что является в основном результатом обмена с поверхностными водами во время первого этапа осенней термической конвекции. В этот период температура промежуточных вод моря резко возрастает, а соленость снижается (см. рис. 19.12).

Максимальные значения плотности вод на горизонте 100 м проявляются с марта по май, что в основном также является результатом осенне-зимней конвекции, на последнем этапе которой температура вод достигает своих минимальных значений, а соленость — максимальных (см. рис. 19.12).

На горизонте 200 м поле плотности вод Берингова моря практически не претерпевает изменений. Максимальные значения плотности (более 26,8 усл. ед.) выделяются в проливах западной части Алеутской гряды, а также в областях распространения тихоокеанских вод. Резкое уменьшение плотности происходит вблизи материкового склона моря (рис. 19.13).

Поле плотности на нижележащих горизонтах (от 500 до 3000 м) представлено средними годовыми картами (рис. 19.14), из которых следует, что на всей исследуемой акватории отмечается ее постепенное увеличение с глубиной. Крупномасштабные особенности поля плотности на горизонтах 500 и 1000 м не отличаются от распределения характеристик на вышележащих горизонтах (см. рис. 19.12—19.14).

На горизонтах 2000 и 3000 м (рис. 19.14 *в*, *г*) плотность вод Берингова моря изменяется в очень узких пределах (не более 0,01—0,03 усл. ед.). Современное состояние отечественной приборной базы и погрешности при производстве наблюдений не позволяют рассмотреть пространственные особенности поля плотности вод моря на этих горизонтах и региональные аспекты их формирования.

20. Водные массы

В настоящей главе рассматриваются T, S-соотношения водных масс Берингова моря, проводится их классификация и анализируется пространственное распределение. Метод T, S-анализа для выделения водных масс на исследуемой акватории принят из-за его простоты, наглядности, достаточной точности и, что особенно важно, простой возможности исключения погрешностей наблюдений и расчетов.

Все имеющиеся к настоящему времени исследования, посвященные распределению водных масс в море, свидетельствуют о том, что Берингово море лежит в области субарктической структуры вод, главной особенностью которой является наличие холодного и теплого промежуточных слоев [5, 31, 38, 61].

На формирование поверхностных водных масс Берингова моря оказывают большое влияние сток рек, поступление вод из Тихого океана, солнечная радиация, испарение, осадки, волновое перемешивание поверхностного слоя, мощная осенне-зимняя конвекция, являющаяся результатом охлаждения поверхностных вод, образование и разрушение ледяного покрова, перераспределение океанологических характеристик в пределах моря существующей системой циркуляции вод, а также процессы вертикального и бокового перемешивания вод.

На промежуточных и глубинных горизонтах практически не наблюдается прямого воздействия процессов, происходящих на поверхности моря, на формирование водных масс этой части моря. Основополагающими здесь являются водообмен с Тихим океаном, перераспределение тихоокеанских вод в море течениями, а также вертикальный и боковой обмен характеристик, являющийся следствием приливных и непериодических течений.

На рис. 20.1 представлены наиболее характерные T, S-кривые мелководной части Берингова моря. Все они свидетельствуют о том, что на обширном восточно-беринговоморском шельфе присутствуют только две водные массы: поверхностная, которая в теплое время года имеет максимальную для всей толщи вод температуру и наиболее низкую соленость, и придонная, являющаяся здесь холодным слоем с наиболее низкими значениями температуры и максимальными (для толщи вод этой части моря) значениями солености.

В большинстве случаев водные массы, лежащие в верхнем 100-метровом слое и подверженные влиянию процессов, происходящих на поверхности исследуемых акваторий Мирового океана (ветровое перемешивание, изменяющийся знак теплообмена с атмосферой, вариации материкового стока и т. д.), исключаются из стандартного T, S-анализа. Это связано с тем, что поверхностные (от 0 до 100 м) ветви T, S-кривых большинства станций

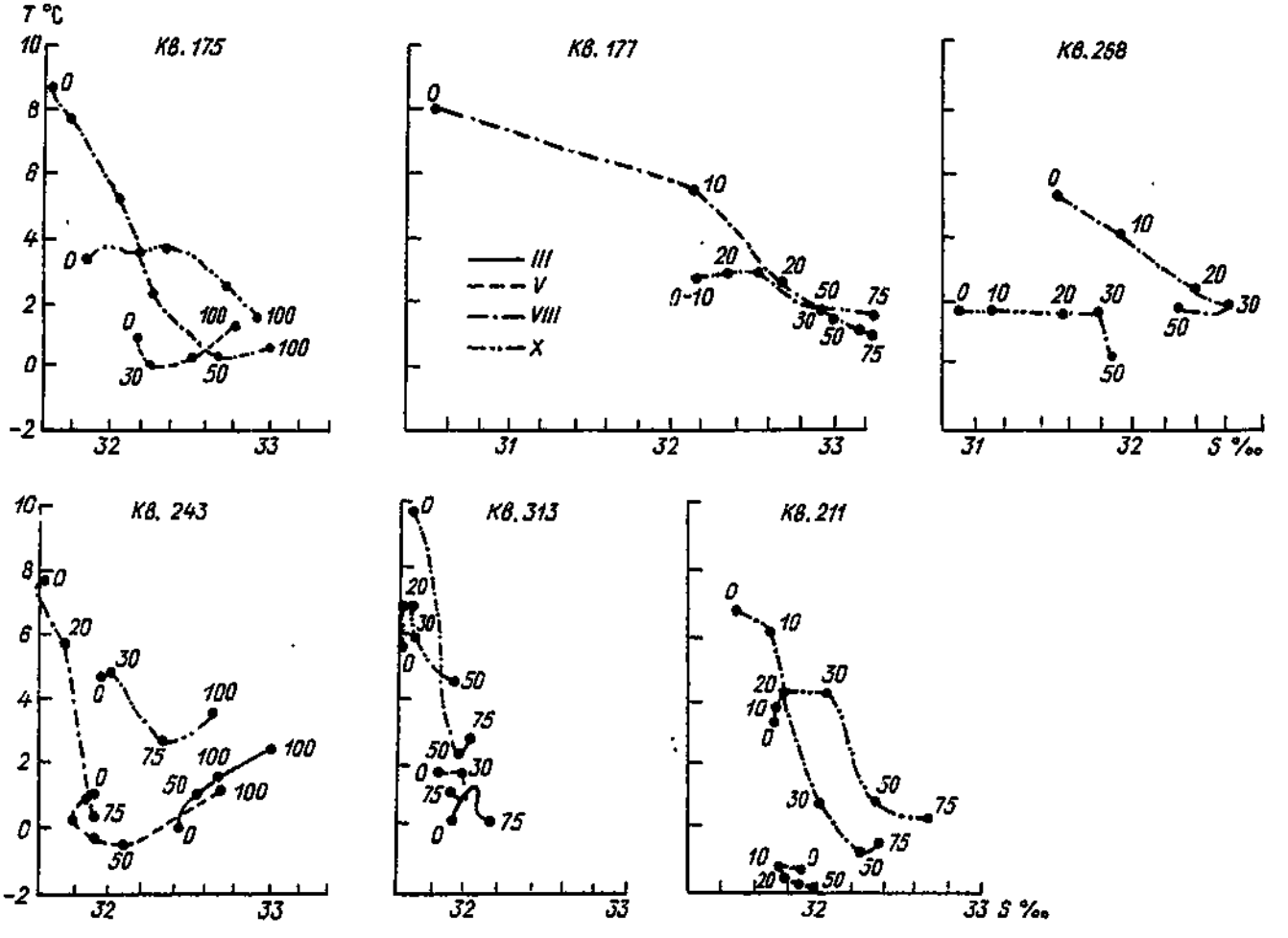


Рис. 20.1. Характерные T, S-кривые шельфовой части Берингова моря в марте, мае, августе и октябре.

Мирового океана имеют значительный разброс, вызванный нестационарностью указанных выше процессов [56].

Таким образом, использование стандартного подхода (при выделении водных масс) исключает из рассмотрения деятельный слой Берингова моря и может привести к двум последствиям. Во-первых, значительная часть исследуемой акватории будет исключена из анализа. Кроме того, холодный промежуточный слой Берингова моря является неотъемлемой частью его гидрологического режима. Этот слой, претерпевая внутригодовые изменения характеристик, сохраняется большую часть года. Более того, подробное рассмотрение вариаций параметров поверхностной водной массы необходимо для объяснения особенностей гидрологического состояния вод нижележащих горизонтов. Все вышеперечисленное может быть обоснованием того, что целесообразно (конечно, с некоторыми допущениями) рассмотреть особенности водных масс в деятельном слое Берингова моря.

Холодная промежуточная водная масса Берингова моря является продуктом осенне-зимнего охлаждения толщи вод, в результате которого температура вод понижается до точки замерзания. С появлением ледяного покрова происходит некоторое увеличение ее солености, а также незначительно понижается температура. На момент максимального развития осенне-зимней конвекции, как следует из T, S-кривых квадратов 211 и 313 (см. рис. 20.1), ядро промежуточной холодной водной массы Берингова моря выклинивается на поверхность.

Весной по мере прогрева и распреснения тонкого поверхностного слоя вод, а также передачи тепла (за счет динамических процессов) на нижележащие горизонты данная водная масса становится подповерхностным холодным слоем; ее ядро смещается на горизонты минимальных значений температуры воды. Следует также подчеркнуть, что на акватории Берингова моря интенсивности летнего радиационного прогрева оказывается недостаточно, чтобы произошло полное разрушение данного слоя. Наблюдается только внутригодовая изменчивость его вертикальной протяженности, а также значений характеристик ядра.

Поверхностная водная масса Берингова моря образуется в основном под действием радиационного прогрева вод, речного распреснения и атмосферных осадков. Ее распространение на нижележащие горизонты осуществляется, как правило, за счет динамических процессов (ветрового перемешивания, вертикального и бокового обмена характеристик и интенсификации обменных процессов на границах отдельных звеньев циркуляции вод).

В глубоководной части моря по мере увеличения глубин количество водных масс, заполняющих котловину Берингова моря, возрастает до четырех. Особенно наглядно это проявляется на T, S-кривых, представленных на рис. 20.2.

Холодная промежуточная водная масса Берингова моря в этой части исследуемой акватории выделяется довольно уверенно, но значения температуры в ней, как следует из рис. 20.2, не опускаются ниже 0 °С. Только у берегов Камчатки, где наиболее сильно проявляется осенне-зимняя конвекция, ее температура может иметь отрицательные значения.

Следующая по вертикали водная масса — промежуточная тихоокеанская, главной особенностью

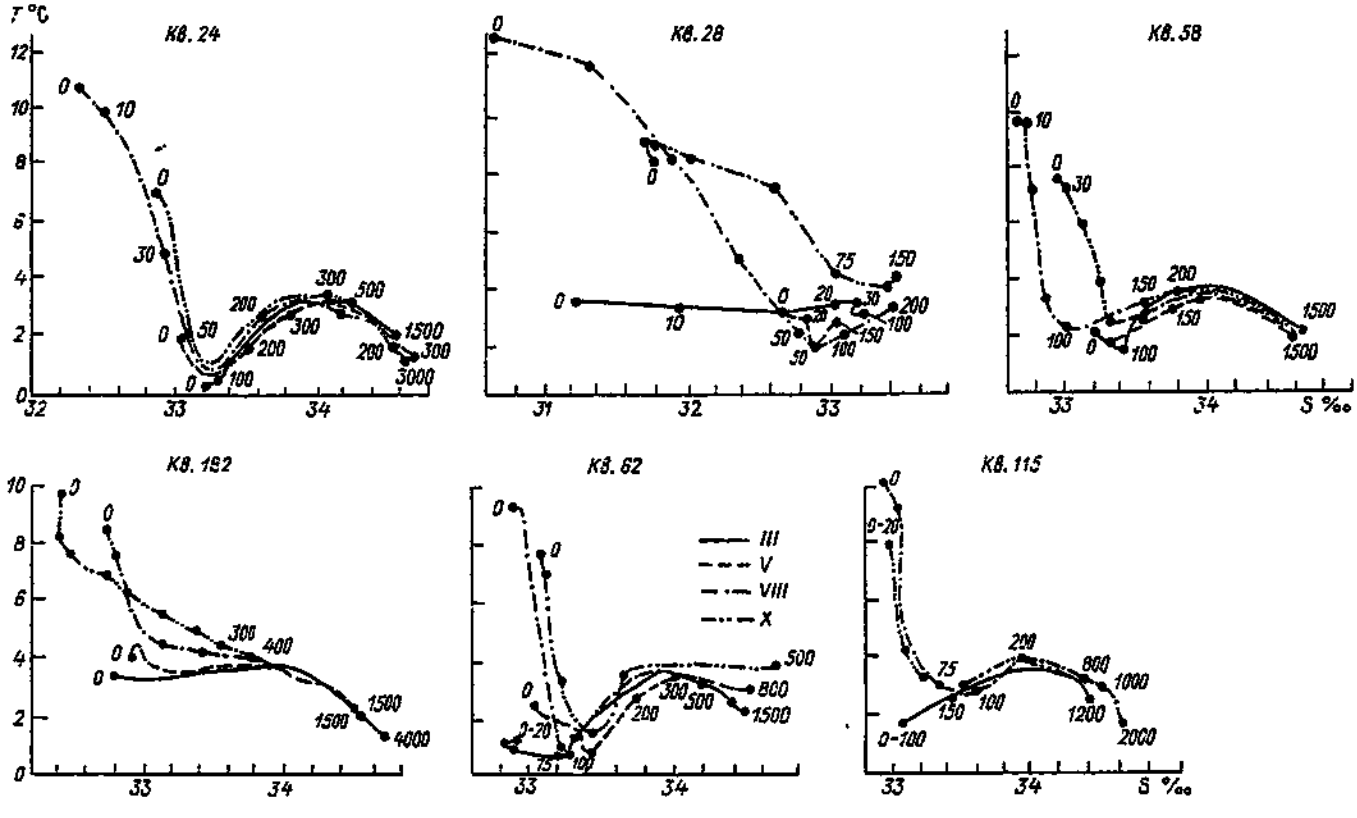


Рис. 20.2. Характерные T, S-кривые глубоководной части Берингова моря в марте, мае, августе и октябре.

которой является наличие максимума температуры воды (см. рис. 20.2). Соленость в ней повсеместно возрастает с глубиной. Формируется эта водная масса в Тихом океане. Глубинная водная масса, на которую приходится самая большая доля объема вод моря, наиболее однородна по своим характеристикам. Она характеризуется более низкими (по сравнению с промежуточной тихоокеанской) значениями температуры и максимальными (для всей исследуемой акватории) значениями солености вод (см. рис. 20.2). Слабый водообмен Берингова моря с Тихим океаном в придонных слоях является причиной существования здесь незначительных пространственных градиентов гидрологических характеристик.

Поверхностная водная масса летней модификации, как отмечалось выше, проявляется на акватории Берингова моря только в теплое время года. Положение нижней границы данной водной массы в отдельные сезоны года будет рассмотрено при анализе особенностей промежуточной беринговоморской водной массы.

Промежуточная беринговоморская водная масса (ПБВМ), или холодный промежуточный слой. Эта водная масса, образовавшаяся в процессе осенне-зимней конвекции, характеризуется наиболее низкими для всего года значениями температуры воды. В районах, где в зимнее время образуется ледяной покров, это происходит с момента начала его образования, а на остальной акватории моря — сразу после разрушения верхнего прогретого слоя вод. Ядро образовавшейся переохлажденной водной массы располагается на поверхности исследуемой акватории.

С началом весеннего прогрева и распреснения поверхностных вод конфигурация T, S-кривых дает возможность выделить верхнюю границу ПБВМ весенней модификации. Как следует из рис. 20.3 *а*, она наиболее заглублена (до 20—25 м) в местах поступления и дальнейшего распространения по акватории моря трансформированных тихоокеанских вод (юго-западная и восточная части глубоководной котловины). Еще одна область большого заглубления ПБВМ располагается к юго-западу от о. Св. Лаврентия. Если в первом районе повышенные значения связаны с интенсивным вертикальным перемешиванием вод в проливах Алеутской гряды, то во втором — образуются за счет опускания поверхностных вод в пределах антициклонического круговорота вод. Вблизи берегов, где формируется резкая стратификация в поверхностном слое вод (за счет максимального прогрева и распреснения), верхняя граница ПБВМ поднимается на горизонты 10 м и менее (рис. 20.3 *а*).

Глубина залегания ядра весенней модификации ПБВМ представлена на рис. 20.3 *б*, из которого следует, что ее крупномасштабные черты не отличаются от особенностей топографии верхней границы данной водной массы, а значения в пределах моря варьируют от 40—50 до 160 м.

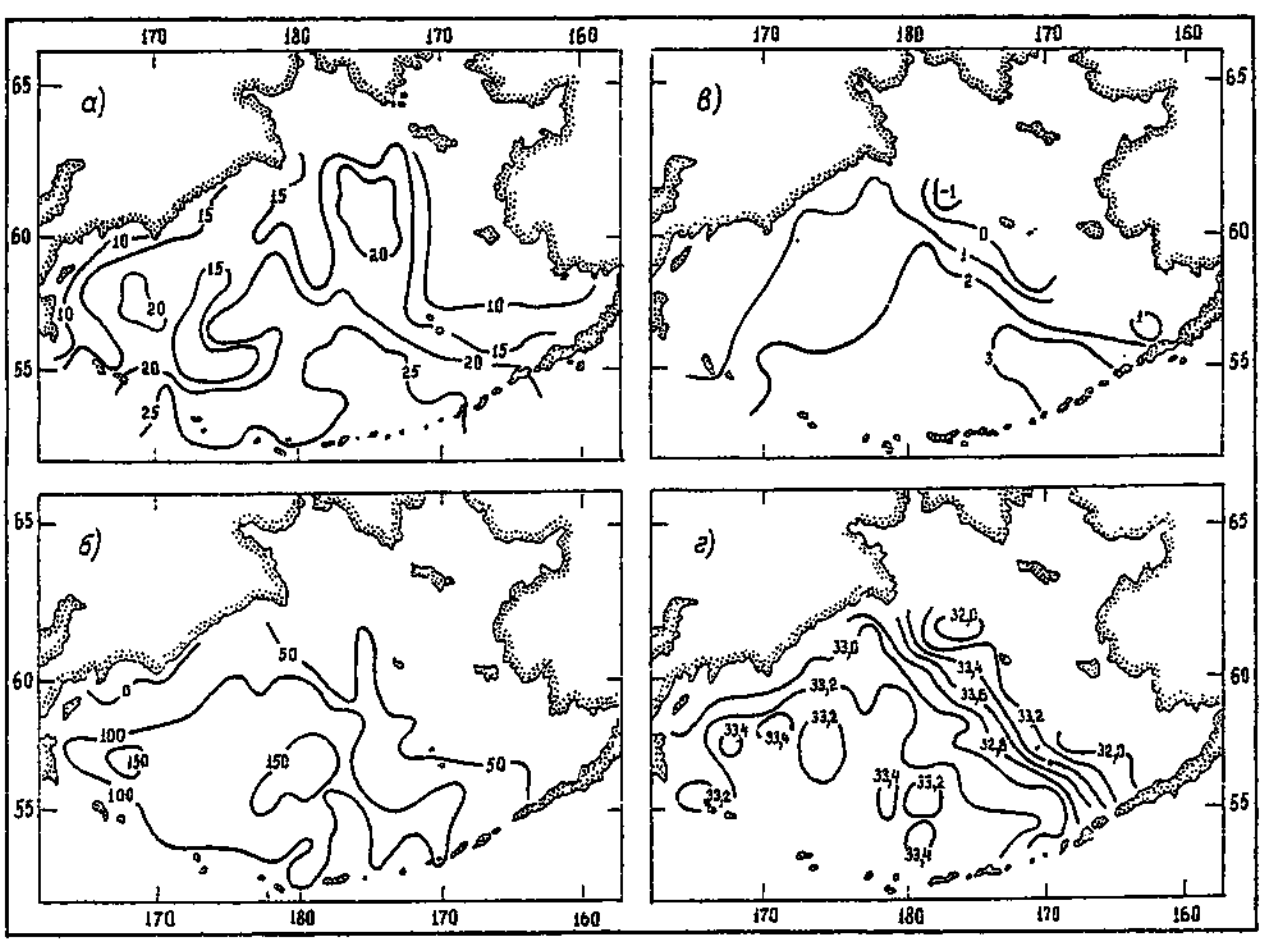


Рис. 20.3. Характеристики промежуточной беринговоморской водной массы весенней модификации.

а — положение верхней границы, м; *б* — глубина залегания ядра, м; *в* — температура ядра, °С; *г* — соленость ядра, ‰.

Распределение температуры в ядре ПБВМ показано на рис. 20.3 *в*. Значения температуры на акватории моря в ней изменяются от −1,0 до 3,5 °С. Здесь также следует отметить, что данные наблюдений на восточно-беринговоморском шельфе, на котором эта водная масса наиболее выражена, отсутствуют. Значения температуры здесь должны быть близки к точке замерзания вод при определенной солености. Возрастание температуры происходит по мере приближения к проливам Алеутской гряды. Максимальные значения (более 3 °С) отмечаются в проливах восточной части гряды, что свидетельствует о максимальном поступлении тепла в этом районе в подповерхностном слое (рис. 20.3 *в*).

Соленость ядра ПБВМ весенней модификации, как видно из рис. 20.3 *г*, изменяется на акватории Берингова моря от 32,0 до 33,4 ‰. Наибольшее содержание солей имеют трансформированные тихоокеанские воды. В глубоководной части моря соленость весьма однородна. В районе материкового свала глубин наблюдаются максимальные горизонтальные градиенты солености.

В летнее время увеличение прогрева вод, а также действие динамических факторов (ветровое волнение, адвекция вод из соседних регионов, приливные и непериодические движения) приводят к заглублению верхней границы ПБВМ. Однако основные особенности и характеристики водной массы не отличаются от характеристик весенней модификации данной водной массы (рис. 20.4 *а*).

От весны к лету не наблюдается особых различий в глубине залегания ядра ПБВМ (рис. 20.3 *б*, 20.4 *б*).

Значительной изменчивости от весны к лету подвергается температура ядра ПБВМ. Максимальная температура (до 4—5 °С) отмечается в проливах средней и восточной частей Алеутской гряды. По мере продвижения к берегам Камчатки значения уменьшаются до 0,5—1,0 °С. Наиболее низкая температура этих вод (0 °С и менее) выделена в пределах антициклонического круговорота к югу от о. Св. Лаврентия (рис. 20.4 *в*).

Соленость ядра ПБВМ в летнее время на акватории моря изменяется от 31,5 до 33,2—33,5 ‰. В проливах Алеутской гряды и над глубоководной котловиной моря она понижается (по сравнению с весенним распределением) на 0,2—0,4 ‰, что в основном связано здесь с повышенным вертикальным и боковым обменом характеристик. В области шельфа, напротив, происходит повсеместное возрастание значений. Это можно объяснить существующей системой циркуляции вод. Здесь, по внешней кромке шельфа, перемещается поток трансформированных тихоокеанских вод. Смешение этих вод с шельфовыми водами приводит к постепенному возрастанию значений солености в центральных районах шельфа, что и отражает рис. 20.4 *г*.

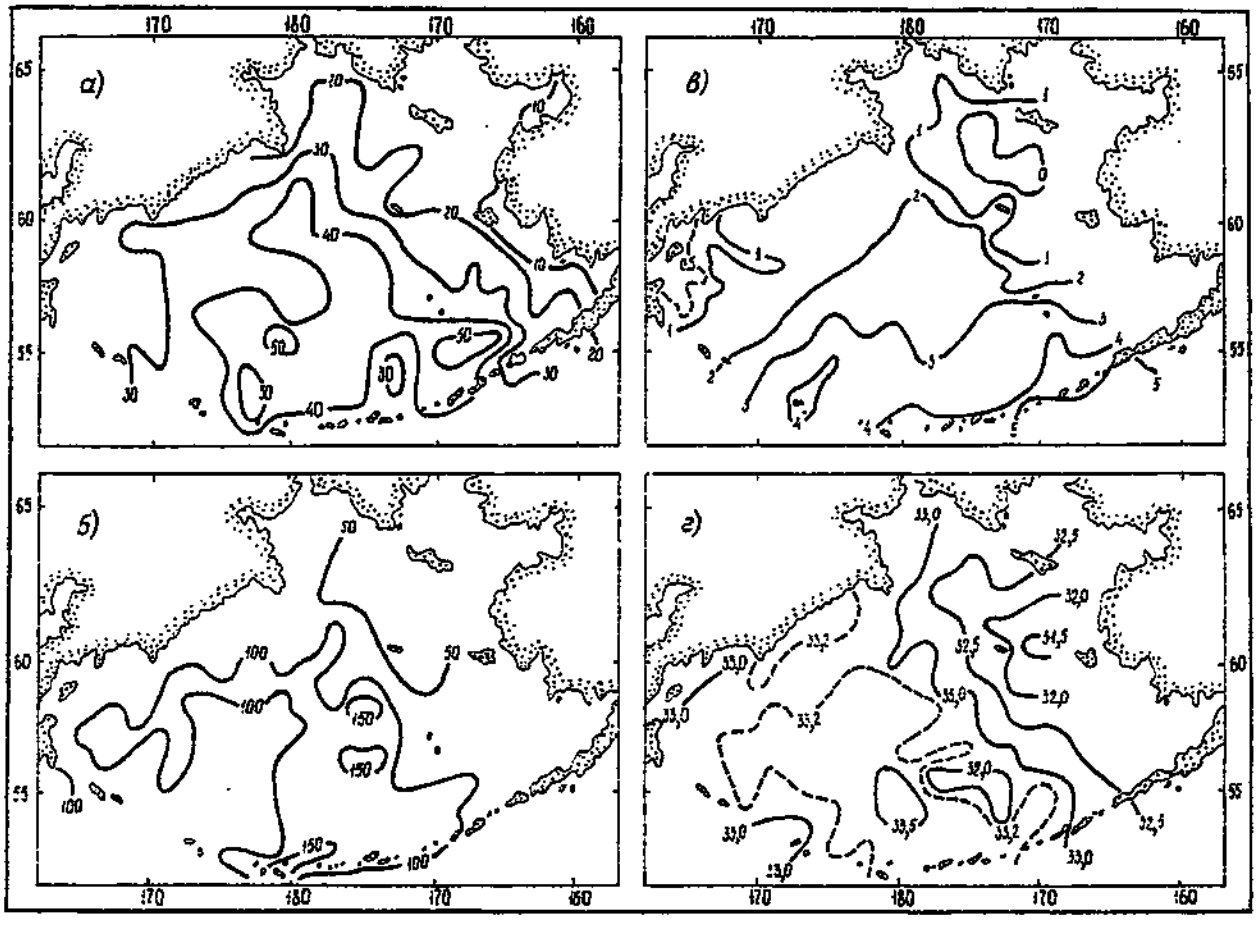


Рис. 20.4. Характеристики промежуточной беринговоморской водной массы летней модификации.

Условные обозначения см. на рис. 20.3.

Процессы термической конвекции вод приводят осенью к заглублению верхней границы и ядра ПБВМ (рис. 20.5 *а*, *б*). На преобладающей части акватории моря происходит снижение температуры на 0,3—0,5 °С. Исключением являются только районы восточных проливов Алеутской гряды и область шельфа южнее о. Св. Лаврентия. На шельфе происходит разрушение переохлажденного подповерхностного слоя вод за счет передачи тепла с поверхности на первом этапе термической конвекции. В проливах гряды и в прилегающих к ним районах моря, где теплозапас вод наиболее высок, термическая конвекция еще не достигает горизонтов расположения ядра ПБВМ. Поэтому температура вод здесь практически не изменяется (рис. 20.4 *в*, 20.5 *в*).

Соленость ядра ПБВМ в осенний период изменяется от 32,6 до 33,2—33,4 ‰. Наибольшие изменения (по отношению к летнему состоянию) она претерпевает в области материкового склона, что связано с повышенным вертикальным обменом с нижележащими слоями вод (рис. 20.4 *г*, 20.5 *г*).

Промежуточная тихоокеанская водная масса в течение года изменяется незначительно (рис. 20.6—20.9). Верхняя ее граница от момента наибольшего охлаждения деятельного слоя моря (март) и до начала следующего этапа охлаждения поверхностных вод (октябрь) постепенно заглубляется. Если в марте (рис. 20.6 *а*) она располагается, как правило, на горизонтах 100—180 м, то в августе—октябре заглубляется до 200—250 м. В марте, когда идет интенсивное выхолаживание вод деятельного слоя, верхняя граница промежуточной тихоокеанской водной массы наименее заглублена в местах поступления тихоокеанских вод. По мере распространения их в пределах глубоководной котловины происходит заглубление верхней границы, что связано с вертикальным перемешиванием вод. В теплое время года за счет смешения промежуточных тихоокеанских и беринговоморских водных масс происходит повсеместное заглубление границы их раздела (рис. 20.7 *а*—20.9 *а*). Видимое на рисунках нарушение отмеченных закономерностей объясняется в основном недостаточной пространственно-временной освещенностью данными наблюдений исследуемой акватории.

Ядро промежуточной тихоокеанской водной массы выделяется на горизонтах от 200—250 до 500 м (рис. 20.6 *б*—20.9 *б*). Минимум значений располагается в местах поступления тихоокеанских вод в море (прол. Ближний и проливы средней части Алеутской гряды). Максимально заглублено ядро промежуточных тихоокеанских вод на периферии глубоководной котловины, где отмечаются повышенные значения скоростей течений и соответственно возрастает вертикальный и боковой обмен характеристик.

Значения температуры в промежуточной тихоокеанской водной массе изменяются в очень узких пределах (от 3,4 до 4,0 °С). В течение всего года на

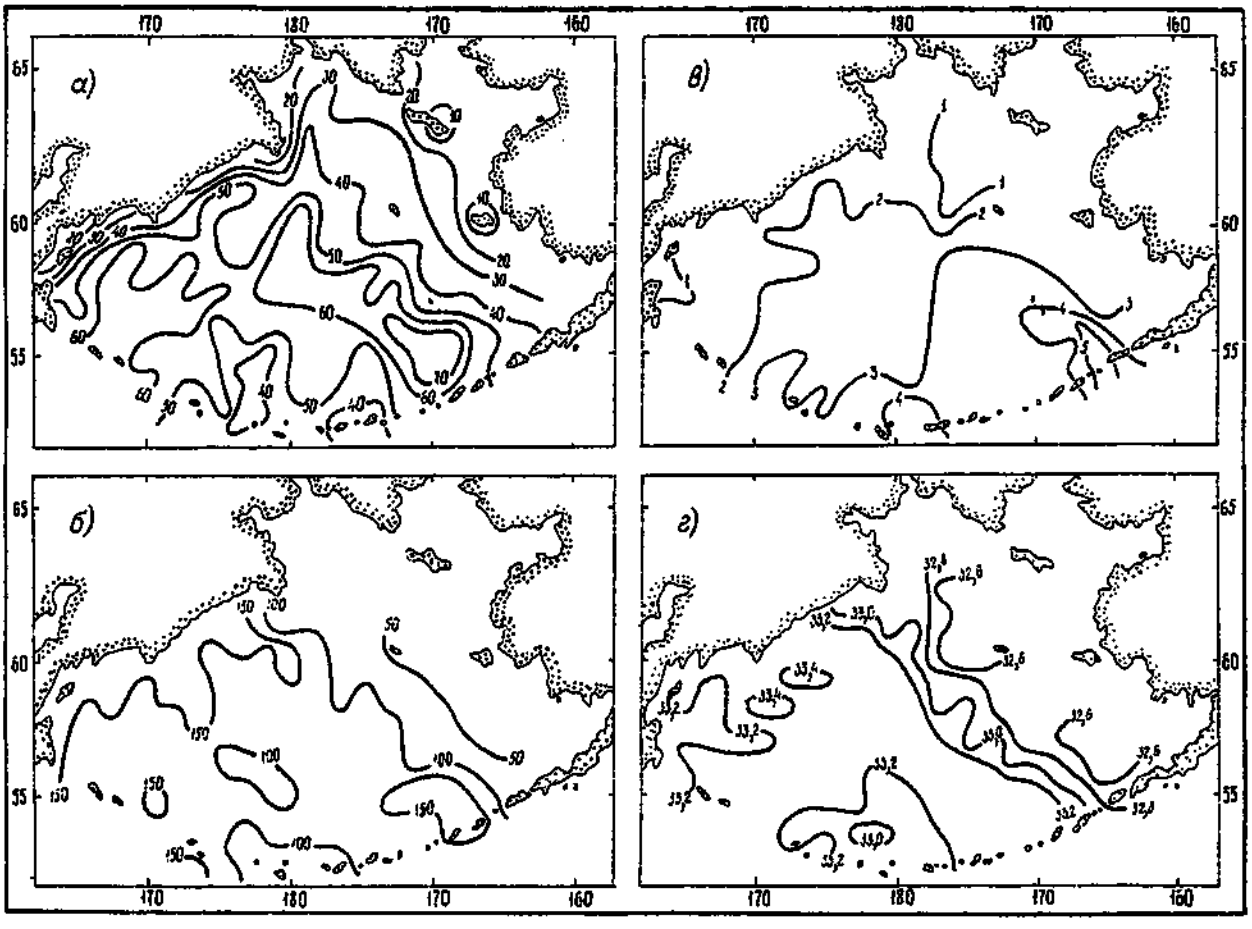


Рис. 20.5. Характеристики промежуточной беринговоморской водной массы осенней модификации.

Условные обозначения см. на рис. 20.3.

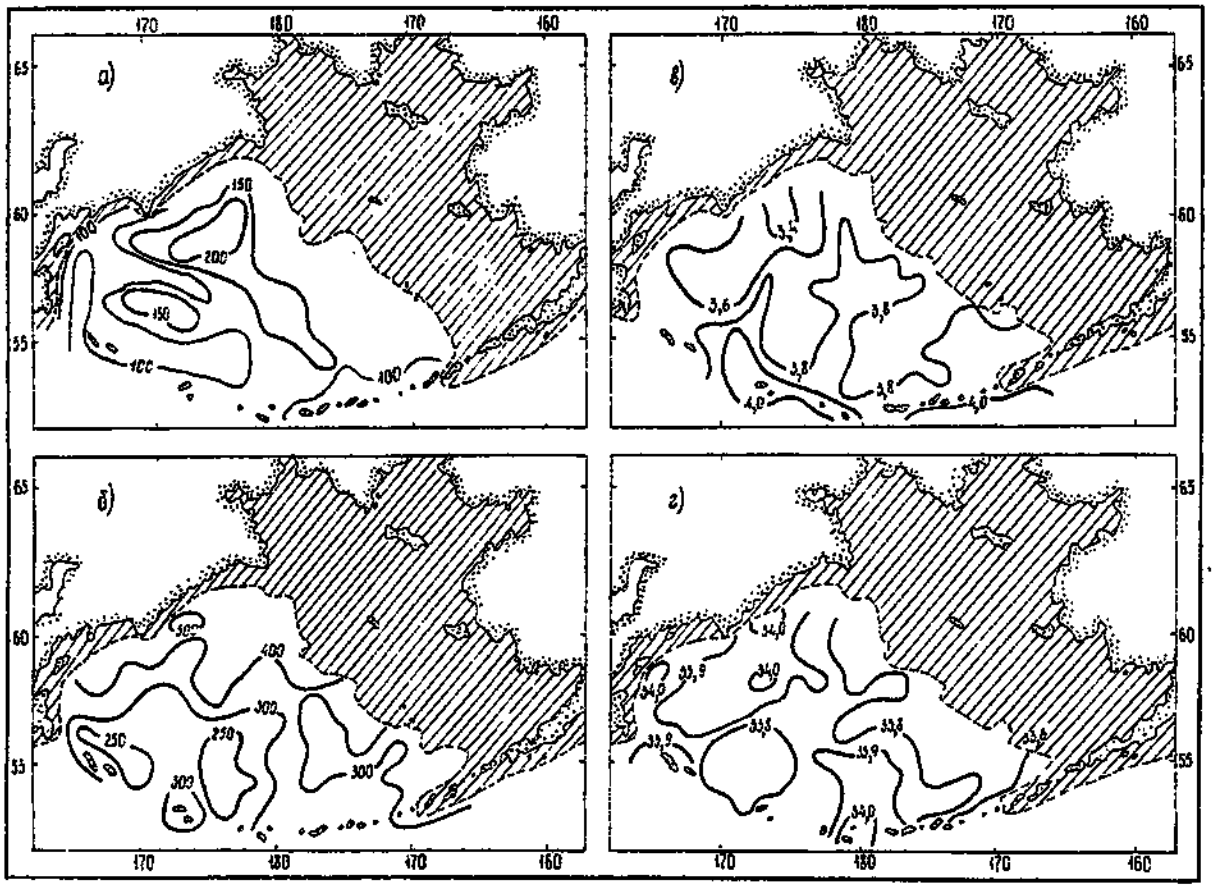
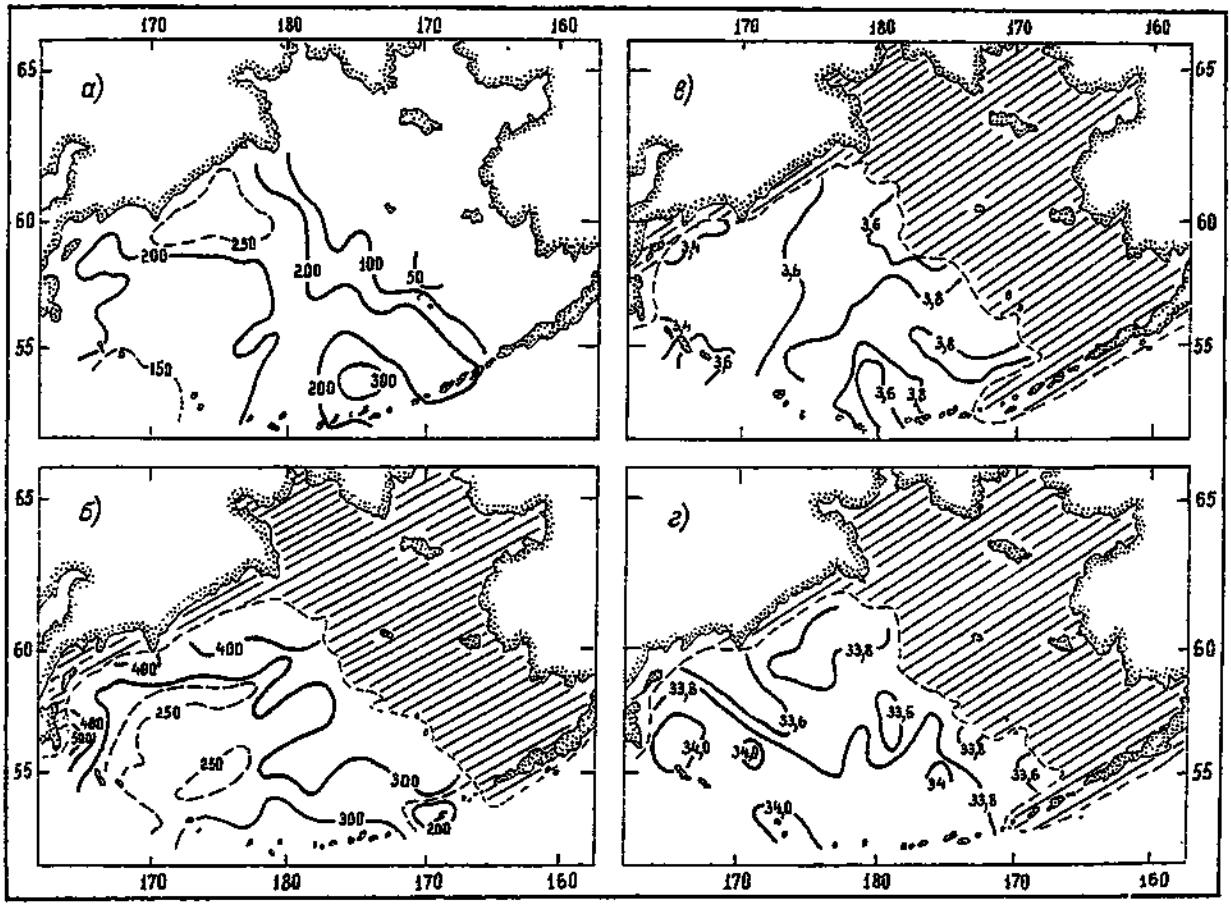


Рис. 20.6. Характеристики промежуточной тихоокеанской водной массы в марте.

а — положение верхней границы, м; б — глубина залегания ядра, м; в — температура ядра, °С; г — соленость ядра, ‰; заштрихованы мелководные участки.

Рис. 20.7. Характеристики промежуточной тихоокеанской водной массы в мае.

Условные обозначения см. на рис. 20.6.



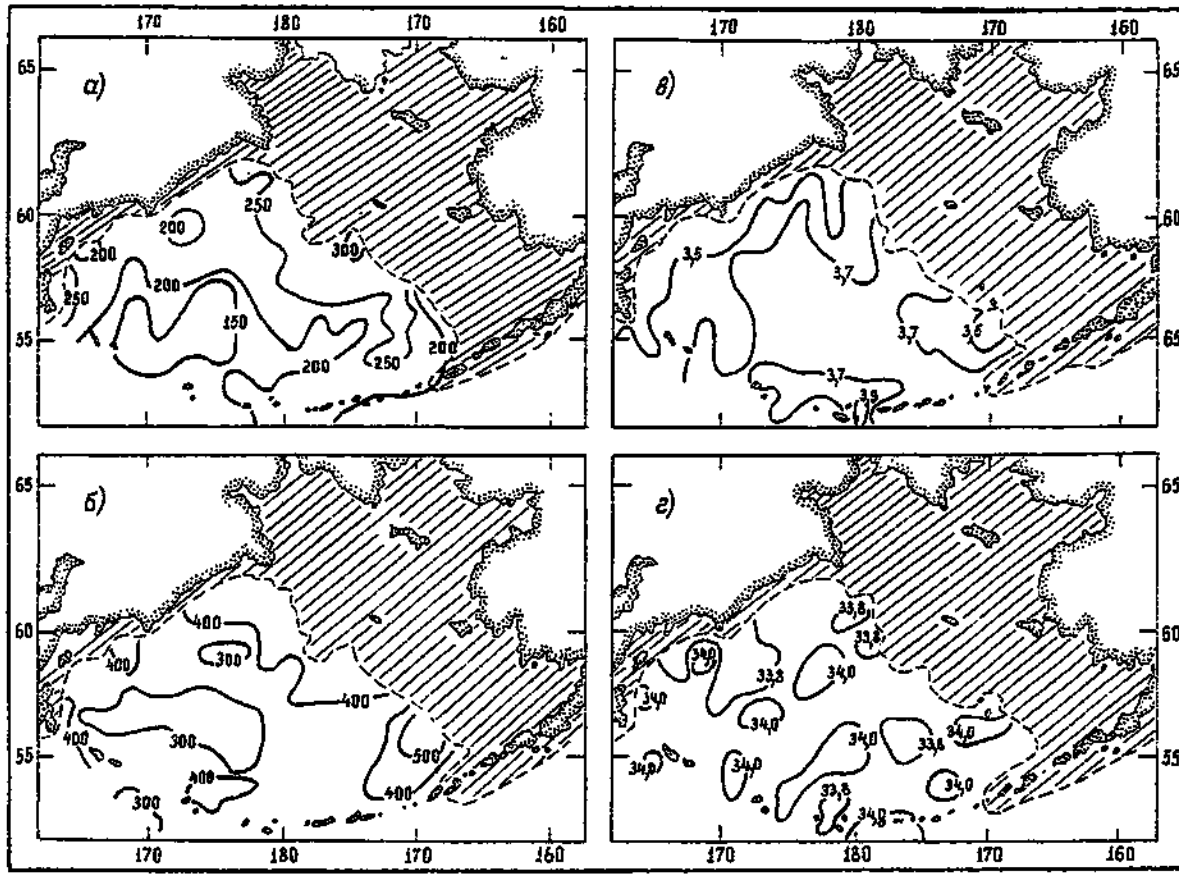
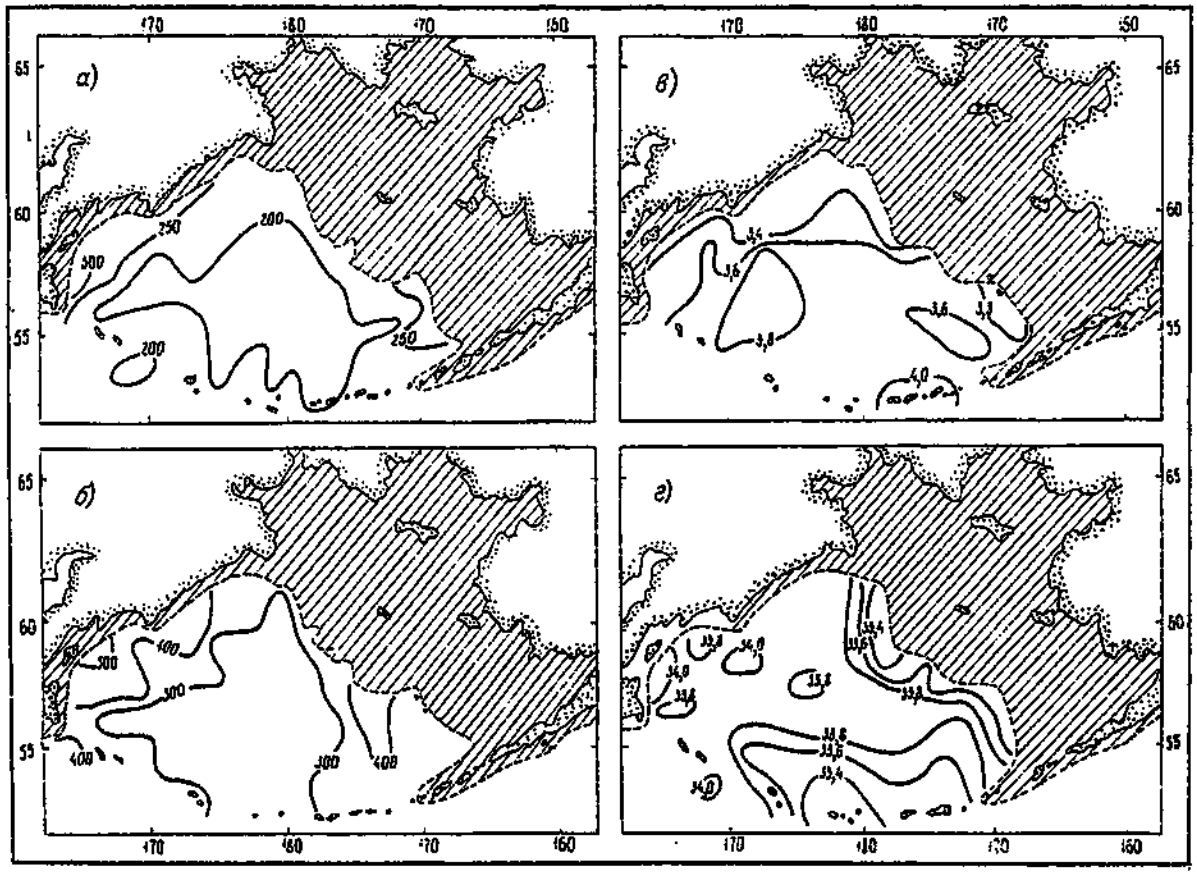


Рис. 20.8. Характеристики промежуточной тихоокеанской водной массы в августе.
Условные обозначения см. на рис. 20.6.

Рис. 20.9. Характеристики промежуточной тихоокеанской водной массы в октябре.
Условные обозначения см. на рис. 20.6.



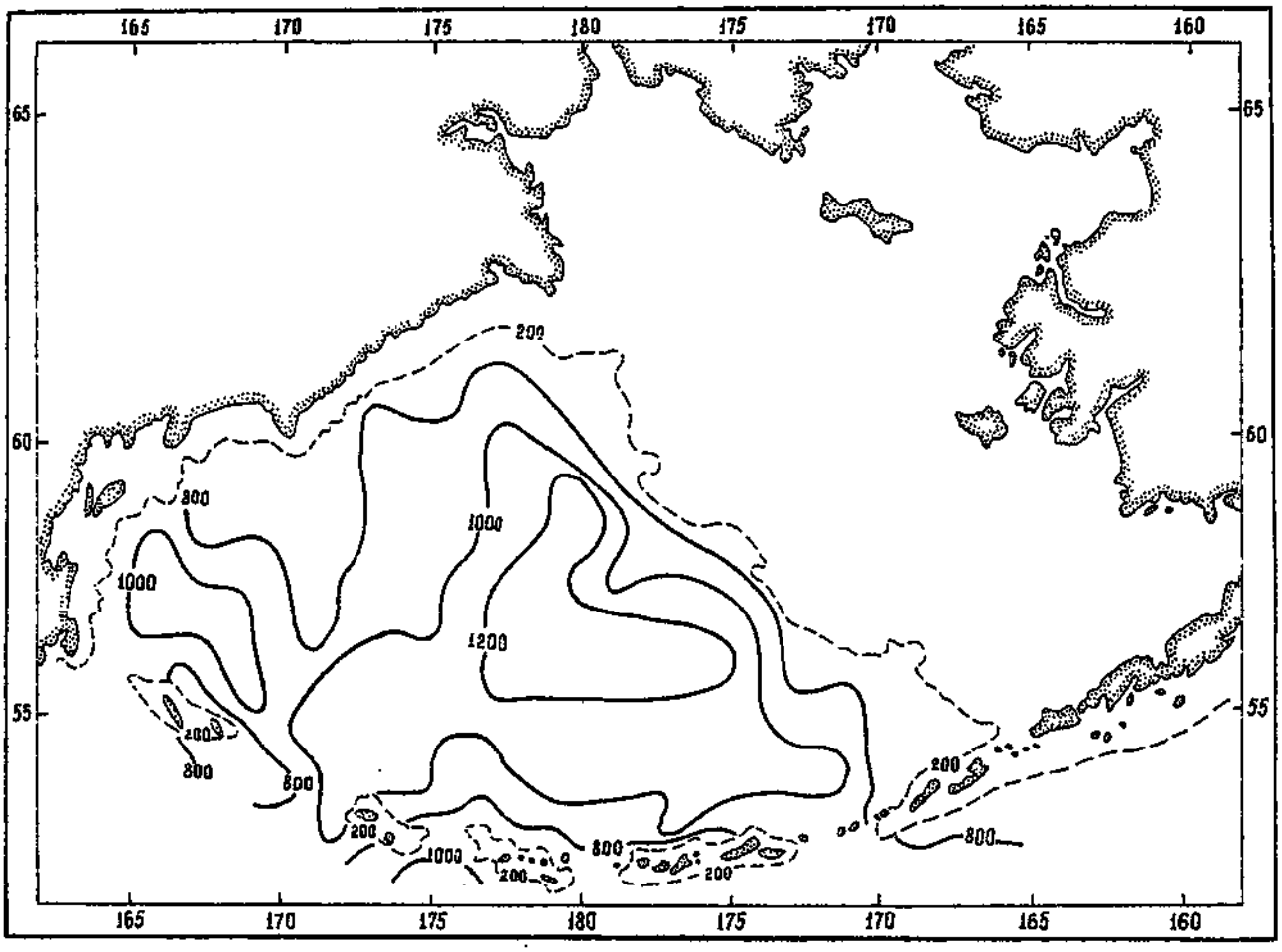


Рис. 20.10. Топография (м) верхней границы глубинной водной массы.

исследуемой акватории не изменяются крупномасштабные ее закономерности. Максимум температур отмечается в местах вторжения тихоокеанских вод в море, а по мере их перемещения (и заглубления) по глубоководной котловине происходит уменьшение температуры. Наиболее низкие значения (3,4—3,5 °С) отмечаются у берегов Камчатки, что связано здесь с максимальным развитием процессов осенне-зимнего охлаждения вод (рис. 20.6 *в*—20.9 *в*).

Соленость ядра промежуточной тихоокеанской водной массы находится в пределах 33,4—34,0 ‰. Максимальные ее значения зимой, весной и летом отмечаются в местах поступления тихоокеанских вод в море, а также у берегов Камчатки. По мере распространения тихоокеанских вод в пределах котловины моря, а также смешения их с промежуточными беринговоморскими происходит уменьшение солености (рис. 20.6 *г*—20.9 *г*). Осенью в динамически активных районах моря (проливы Алеутской гряды и северо-восточный склон) в ядре промежуточной тихоокеанской водной массы отмечаются минимальные значения солености, что является следствием ее смешения с распресненными поверхностными водами (рис. 20.9 *г*). Между тем в центре глубоководной котловины и у берегов Камчатки значения солености в ядре этих вод практически не изменяются (рис. 20.6 *г*—20.9 *г*).

Глубинная водная масса Берингова моря образуется в результате трансформации тихоокеанских вод, которые поступают в море через глубоководные проливы Алеутской гряды. Положение верхней границы этих вод представлено на рис. 20.10. Область ее минимальных значений (около 800 м) охватывает зоны поступления тихоокеанских вод и периферийные участки моря. Здесь отмечаются максимальные значения скоростей, что приводит к минимальному временному интервалу нахождения трансформирующихся тихоокеанских вод в пределах моря. В центрах круговоротов вод над Алеутской и Командорскими котловинами скорости течений ниже и трансформирующиеся тихоокеанские воды находятся здесь больший промежуток времени, вследствие чего происходит их более значительное заглубление (см. рис. 20.10).

Ядро глубинной водной массы располагается на дне глубоководной котловины Берингова моря. Все имеющиеся данные глубоководных гидрологических наблюдений свидетельствуют о том, что температура этих вод на горизонтах ниже 3000 м составляет 1,40—1,62 °С, а соленость — 34,60—34,71 ‰.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К Ч. IV

1. Абузяров З. Г., Шамраев Ю. И. Морские гидрологические информации и прогнозы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 219 с.

2. Агекоров В. К. Об основных водных массах в гидросфере // Труды науч.-исслед. учрежд. Сер. 5. Гидрология моря. — 1944. — Вып. 10. — С. 44—46.

3. Агекоров В. К. О методе и возможностях исследования пространственно-временной изменчивости температуры и солености вод открытого океана // Труды ГОИН. — 1968. — Вып. 95. — С. 104—123.

4. Арсеньев В. С. Циркуляция вод Берингова моря // Океанологические исследования. — 1965. — № 13. — С. 61—65.

5. Арсеньев В. С. Течения и водные массы Берингова моря. — М.: Наука, 1967. — 135 с.

6. Арсеньев В. С., Щербинин А. Д. Исследование течений в Алеутских водах и Беринговом море // Океанологические исследования. — 1963. —№ 8. — С. 58—66.

7. Баталин А. М. Тепловой баланс дальневосточных морей // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. — 1959. — № 7. — С. 1003—1010.

8. Баталин А. М. Опыт расчета теплового баланса Берингова моря // Труды океанограф. комиссии АН СССР. — 1960. — № 7. — С. 23—36.

9. Белкин И. М. Контроль редактирования океанографических данных (основные принципы) // Труды ВНИИГМИ—МЦД. — 1984. — Вып. 113. — С. 108—113.

10. Богданов К. Т. О водообмене между Беринговым морем и Тихим океаном через пролив Ближний // Труды ИО АН. — 1961. — Т. 38. — С. 61—63.

11. Булгаков Н. П. Конвекция в океане. — М.: Наука, 1975. — 272 с.

12. Бурков В. А. К гидрологии Командоро-Камчатского района Тихого океана в весеннее время // Труды ИО АН. — 1958. — Т. 27. — С. 12—21.

13. Васюкова Н. Г. Тепловой баланс поверхностных вод в некоторых рыбопромысловых районах Берингова моря // Изв. ТИНРО. — 1964. — № 51. — С. 77—92.

14. Воронина В. Ф. Атлас ежемесячной повторяемости (в днях) циклонов у земли. Ч. 2. 1972—1985 гг. — Владивосток: ДВНИГМИ, 1989. — 200 с.

15. Воронина В. Ф., Куксова Н. И. Особенности атмосферных процессов над северной частью Тихого океана в 1982 г. // Труды ДВНИИ. — 1987. — Вып. 127. — С. 6—31.

16. Воронина В. Ф., Куксова Н. И. Особенности атмосферных процессов над северной частью Тихого океана в 1983 г. // Труды ДВНИИ. — 1987. — Вып. 129. — С. 47—57.

17. Гансон П. П. О способе определения сроков гидрологических сезонов // Материалы 13-й науч. конф. ДВГУ 1968 г. — Владивосток, 1969. —Вып. 1. — С. 126—130.

18. Гершанович Д. Е., Натаров В. В. Берингово море // Морской сборник. — 1962. — № 8. — С. 34—43.

19. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971. — 280 с.

20. Глагольев В. М., Ковалев А. Д. Некоторые особенности зимнего температурного режима моря // Изв. ТИНРО. — 1965. — Т. 59. — С. 48—54.

21. Гмурман В. Е. Руководство к решению задач по теории вероятности и математической статистики. — М.: Высш. шк., 1975. — 334 с.

22. Государственный водный кадастр. Основные гидрологические характеристики (за 1971—1975 гг. и весь период наблюдений). Т. 19. Северо-восток. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 205 с.

23. Государственный водный кадастр. Основные гидрологические характеристики (за 1971—1975 гг. и весь период наблюдений). Т. 20. Камчатка. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 276 с.

24. Губенко П. Д., Ципис Я. Л. К вопросу формирования базы данных в информационно-вычислительной системе КОМПАС // Труды ВНИИГМИ—МЦД. — 1984. —Вып. 113. — С. 54—67.

25. Давыдов И. В. К вопросу об океанологических основах формирования урожайности отдельных поколений сельди западной части Берингова моря // Изв. ТИНРО. — 1972. —Т. 82. — С. 281—307.

26. Давыдов И. В. О сопряженности развития океанологических условий в основных рыбопромысловых районах дальневосточных морей // Изв. ТИНРО. — 1984. — Т. 109. — С. 3—17.

27. Давыдов И. В. К вопросу о долгосрочном рыбохозяйственном прогнозировании на дальневосточных морях // Долгопериодная изменчивость условий природной среды и некоторые вопросы рыбопромыслового прогнозирования. Сб. науч. тр. — М., 1989. — С. 153—177.

28. Давыдов И. В., Липецкий Ф. Ф. К гидрологии Карагинского и Олюторско-Карагинского рыбопромысловых районов Берингова моря // Изв. ТИНРО. — 1970. — Т. 73. — С. 178—193.

29. Добровольский А. Д. Об определении водных масс // Океанология. — 1961. — Т. 1, вып. 1. — С. 12—24.

30. Добровольский А. Д., Арсеньев В. С. К вопросу о течениях Берингова моря // Проблемы Севера. — 1959. — № 3. — С. 15—25.

31. Добровольский А. Д., Арсеньев В. С. Гидрологическая характеристика Берингова моря // Труды ИО АН. — 1961. — Т. 38. — С. 64—96.

32. Добровольский А. Д., Владимирцов Ю. А. Конвективное перемешивание в морях СССР // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геогр. — 1973. — № 5. — С. 13—19.

33. Добровольский А. Д., Ионин А. С., Удинцев Г. Б. История исследований Берингова моря // Труды ИО АН. — 1959. — Т. 29. — С. 5—20.

34. Егоров Н. И. Физическая океанография. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 455 с.

35. Жуков Л. А. Общая океанология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. — 376 с.

36. Заочный А. Н. Роль атмосферной циркуляции в формировании термического режима шельфовых вод Камчатки // Динам. числен. пром. жив. дальневост. морей: Сб. статей. — Владивосток, 1986. — С. 17—23.

37. Зубин А. Б. Об определении гидрологических сезонов (на примере северной части Атлантического океана) // Океанология. — 1979. — Т. 19, вып. 1. — С. 38—41.

38. Иваненков В. Н. Гидрохимия Берингова моря. — М.: Наука, 1964. — 138 с.

39. Иванов А. В. Развитие теории *T*, *S*-кривых // Проблемы Арктики. — 1943. — № 2. — С. 32—67.

40. Изменчивость и перестройка гидрофизических полей северной части Тихого океана. — М.: Гидрометеоиздат. Моск. отд-ние, 1980. — 145 с. — (Тр. ВНИИГМИ—МЦД. Вып. 70).

41. Израэль Ю. А. и др. Исследование экосистемы Берингова моря. — Л.: Гидрометеоиздат, 1983. — 157 с.

42. Калацкий В. И. Моделирование вертикальной термической структуры деятельного слоя океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 215 с.

43. Карпова Л. А. Основные черты климата Берингова моря // Изв. ТИНРО. Т. 50, Труды ВНИРО. Т. 48. — 1963. — С. 97—110.

44. К выделению сроков наступления гидрологических сезонов в северной части Тихого океана / Э. А. Иващенко, Т. А. Горячева, В. П. Кутько, В. Н. Стасенко // Труды ВНИИГМИ—МЦД. — 1981. — Вып. 90. — С. 71—75.

45. Кендал М., Стьюарт А. Статистические выводы и связи. — М.: Наука, 1973. — 863 с.

46. Китайгородский С. А., Миропольский Ю. З. К теории деятельного слоя открытого океана // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. — 1970. — Т. 6, № 2. — С. 178—188.

47. Кошляков А. Н. Сглаживание результатов океанологических наблюдений // Океанология. — 1964. — Вып. 3. — С. 488—498.

48. Крындин А. Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда на дальневосточных морях в связи с особенностями атмосферной циркуляции // Труды ГОИН. — 1964. —Вып. 71. — С. 5—82.

49. Лазо А. В. Некоторые особенности гидрологического режима прибрежной зоны островов Беринга и Медный // Сб. работ Петропавловской ГМО. — 1971. — Вып. 1. — С. 65—76.

50. Левасту Т., Хела И. Промысловая океанография / Пер. с англ. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 296 с.

51. Леонов А. К. Водные массы Берингова моря и течения на его поверхности // Метеорология и гидрология. — 1947. — № 2. — С. 51—66.

52. Леонов А. К. Региональная океанография. — Л.: Гидрометеоиздат, 1960. — 765 с.

53. Ломакин А. Ф. Особенности развития крупномасштабных аномалий температуры поверхности северной части Тихого океана // Труды ДВНИГМИ. — 1987. — Вып. 129. — С. 15—31.

54. Лучин В. А., Меновщиков В. А. Опыт формирования и обработки данных по ДВ морям // Актуальные проблемы развития океанографической информации: Тез. докл. — Обнинск, 1989. — С. 96—98.

55. Лучин В. А., Меновщиков В. А., Хен Г. В. Особенности термической структуры вод Берингова моря как показатель водообмена с Тихим океаном // Проблемы гидрометеорологии и охраны окружающей среды Сибири, Дальнего Востока и Тихого океана: Тез. докл. — Владивосток, 1987. — С. 16.

56. Мамаев О. И. Термохалинный анализ вод Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987. — 296 с.

57. Меновщиков В. А. Сезонные колебания температуры поверхностных вод Берингова моря // Современные проблемы

промысловой океанологии: Тез. докл. — Л., 1990. — С. 221—223.

58. Милейко Г. Н. Прогноз распределения температуры воды и положения кромки льда в Беринговом море в холодную часть года // Труды Гидрометцентра СССР. — 1973. — Вып. 127. — С. 100—104.

59. Моисеев Л. К. Стратификация поля температуры // Труды ВНИИГМИ—МЦД. — 1978. — Вып. 45. — С. 36—62.

60. Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 262 с.

61. Натаров В. В. О водных массах и течениях Берингова моря // Труды ВНИРО. — 1963. —Т. 48. — С. 111—133.

62. Натаров В. В., Новиков Н. П. Океанологические условия в юго-восточной части Берингова моря и особенности распределения белокорого палтуса // Изв. ТИНРО. Т. 72, Труды ВНИРО. Т. 70. — 1970. — Вып. 5. — С. 288—299.

63. Наумов Г. К., Хистяев Ю. А. Некоторые особенности гидрологии прикромочной зоны Берингова моря // Труды Всесоюз. конф. молодых ученых Гидрометслужбы СССР. Океанологические прогнозы и расчеты. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972. — С. 95—102.

64. Овсянников А. Н., Иванов Г. С. Сезонная и многолетняя изменчивость морских гидрологических элементов по наблюдениям вековой сети // Труды ГОИН. — 1978. — Вып. 137. — С. 4—16.

65. Океанологические таблицы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1975. — 477 с.

66. Панфилова С. Г. Температура вод. Тихий океан (Гидрология Тихого океана). — М.: Наука, 1968. — С. 69—112.

67. Панфилова С. Г. О соотношении между сезонной и межгодовой изменчивостью гидрологических характеристик // Океанология. — 1971. —Т. 11, вып. 4. — С. 588—597.

68. Панфилова С. Г. Сезонные изменения температуры поверхностных вод Мирового океана // Океанология. — 1972. — Т. 12, вып. 3. — С. 394—406.

69. Панфилова С. Г. К методике определения естественных гидрологических сезонов в поверхностных водах Мирового океана // Океанология. — 1986. — Т. 24, вып. 1. — С. 57—61.

70. Перескоков А. И. Исключение грубых ошибок при статистической обработке глубоководных гидрологических данных // Труды ВНИИГМИ—МЦД. — 1984. — Вып. 101. — С. 106—113.

71. Петрова В. А., Салтанова Т. В., Трофимова М. Ю. Об изменчивости площади ледового покрова в дальневосточных морях // Метеорология и гидрология. — 1990. — № 2. — С. 94—99.

72. Плахин Е. А. Формирование характеристик глубинных вод Средиземного моря в условиях развития конвективного перемешивания // Океанология. — 1971. — Т. 11, вып. 4. — С. 623—628.

73. Покудов В. В., Вельяотс К. О. Внутригодовой ход температуры воды на поверхности северной части Тихого океана и гидрологические сезоны // Труды ДВНИГМИ. — 1979. — Вып. 77. — С. 108—110.

74. Полуэктов С. В., Хистяев Ю. А. Термическая стратификация деятельного слоя Берингова моря в зимний период // Труды ДВНИИ.— 1981. — Вып. 83. — С. 15—23.

75. Пособие по использованию гидрометеорологической информации в период зимней навигации на дальневосточных морях (Японском, Охотском, Беринговом). — Владивосток: ФОЛ ПУГКС, 1986. — 94 с.

76. Ратманов Г. Е. К гидрологии Берингова и Чукотского морей // Исследования морей СССР. — 1937. — Вып. 25. — С. 10—118.

77. Ратманов Г. Е. К вопросу о водообмене через Беринтов пролив // Исследования морей СССР. — 1937. — Вып. 25. — С. 119—135.

78. Сидоренков Н. С. О межполушарной тепловой машине в атмосфере Земли // Труды ДВНЦ АН СССР. — 1975. — Т. 221, № 4. —С. 835—838.

79. Смирнова А. И. О глубине деятельного слоя Северной Атлантики // Труды ЛГМИ. — 1967. — Вып. 24. — С. 99—108.

80. Состояние гидрологической изученности Охотского и Берингова морей / В. А. Лучин, В. А. Меновщиков, Т. С. Моторыкина, Г. В. Хен // Актуальные проблемы развития океанографической информации: Тез. докл. — Обнинск, 1989. — С. 89—91.

81. Степанов В. Н. Годовой ход температуры на поверхности Мирового океана и гидрологические сезоны // Океанология. — 1961. — Т. 1, вып. 3. — С. 399—406.

82. Степанов В. Н. Мировой океан. Динамика и свойства вод. — М.: Знание, 1974. — 256 с.

83. Тигунцев Л. А. Изменчивость температуры воды в районе Берингова пролива // Труды ААНИИ. — 1971. — Вып. 302. — С. 50—57.

84. Тимофеев В. Т., Панов В. В. Косвенные методы выделения и анализа водных масс.— Л.: Гидрометеоиздат, 1962. — 351 с.

85. Физика океана / Под ред. Ю. П. Доронина. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 294 с.

86. Филюшкин Б. Н. Термические характеристики верхнего слоя воды в северной части Тихого океана // Океанологические исследования. — 1968. — № 19. — С. 22—69.

87. Хен Г. В. Роль термических условий в колебании численности минтая восточной части Берингова моря // Всесоюз. науч. конф. по пробл. прогноз. — Мурманск, 1986. — С. 164.

88. Хен Г. В. Межгодовые изменения температуры воды в юго-восточной части Берингова моря и ее роль в колебании урожайности восточноберинговоморского минтая // Популяция структуры, динамика численности и экология минтая. — Владивосток, 1987. — С. 209—220.

89. Хен Г. В., Воронина В. Ф. Межгодовые колебания южной границы шельфовых вод в восточной части Берингова моря в связи с крупномасштабной изменчивостью // Труды ДВНИИ. — 1986. — Вып. 125. — С. 10—19.

90. Хистяев Ю. А. Гидрологический режим прикромочной зоны Берингова моря // Теория и методы прогноза изменений географической среды. — 1973. — Вып. 1. — С. 152—154.

91. Штокман В. Б. Основы теории *T*, *S*-кривых как метода изучения перемешивания и трансформации водных масс // Проблемы Арктики. — 1943. —№ 1. —С. 32—71.

92. Яковлев В. Н. Гидрометеорологическое обеспечение океанического рыболовства. — М.: Пищевая промышленность, 1976. — 229 с.

93. Яричин В. Г. Структура вод и водные массы Берингова моря летом 1982 г. // Труды ДВНИИ. — 1984. — Вып. 111. — С. 83—97.

94. Bailey K. et. al. Recent information on the causes of variability in recruitment of Alaska Pollok in the Eastern Bering Sea: physical conditions and biological interactions // Inter. N. Pac. Fish. Comm. Bull. — 1986. — N 47. — P. 155—165.

95. Barness C. A., Thompsoin T. G. Physical and chemical investigations in the Bering Sea and portions of the North Pacific Ocean // Univ. Wash. Pabl. Oceanogr. — 1938. — N 3 (2). — P. 1 — 164 (Appendix).

96. Bathen K. H. On the seasonal change in the depth of the mixed layer in the North Pacific Ocean // J. Geophys. Res. — 1972. — Vol. 36. — P. 7138—7150.

97. Coachman L. K. Circulation, water masses, and fluxes in the South-Eastern Bering Sea shelf // Cont. Shelf Res. — 1986. — Vol. 5, N S1/2. — P. 23—108.

98. Coachman L. K., Aagaard K. Revaluation of water transports in the vicinity of Bering Strait // The Eastern Bering Sea shelf: oceanography and resources. — Seattle, 1973. — P. 95—100.

99. Coachman L. K. et. al. Bering Strait: the regional physical oceanography. — Seattle: Univ. of Wash. Press, 1975. — 172 p.

100. Coachman L.K., Charnell R. L. Finestructure in Outer Bristol Ray, Alaska // Deep-Sea Res .— 1977. — N 24. — P. 869—889.

101. Coachman L. K. On the lateral water mass interaction — a case study, Bristol Bay Alaska // J. Phys. Oceanogr. — 1979. — Vol. 9, N 2. — P. 273—297.

102. Coachman L. K. et. al. Frontal systems of the South-Eastern Bering Sea shelf // Stratified flows, 2-nd IANN Symposium, Trondheim, june 1980. — Tapir, Trondheim, 1980. — P. 917—933.

103. Cochrain J. D. The frequency distribution of surface water characteristics in the Pacific Ocean // Deep-Sea Res. — 1956. — Vol. 4, N 1. — P. 45—53.

104. Cochrain J. D. The frequency distribution of water characteristics in the Pacific Ocean // Deep-Sea Res. — 1958. — Vol. 5, N 2. — P. 11—127.

105. Dodimead A. J. et. al. Salmon of the North Pacific Ocean. P. 2. Review of oceanography of the Subarctic Pacific Region // Bull. North Pac. Fish. Comm. — 1963. — N 13. — P. 195.

106. Dowling G. Subsurface horizontal temperature gradients and fluctuations in the Bering Sea // J. Geophys. Res. — 1962. —Vol. 67, N 9. — P. 3554.

107. Favorite F. Flow into the Bering Sea through Aleutian Island passes // Oceanography of the Bering Sea. — Fairbanks: Inst. of Mar. Sci., Univ. of Alaska, 1974. — P. 3—37.

108. Favorite F. et. al. Oceanography of the Subarctic Pacific Region // Inter. N. Pac. Fish. Comm. Bull. — 1976. —N 33. — P. 150—187.

109. Favorite F. et. al. Oceanographic observations in Bristol Bay and Bering Sea, 1939 — 41. (USCGT Redwing) // US Fish Wildl. Serv. Spec. Sci., Rep. Fish. — 1961. — P. 323—381.

110. Goodman J. R. et. al. Physical and chemical investigations: Bering Sea, Bering Strait and Chukchee Sea during the summers of 1937 and 1938 // Publ. Oceanogr. Univ. Wash. — 1942. — N 3 (4). — P. 1—117 (+ Appendix).

111. Heat energy exchange across the sea surface of the Bering Sea and the Northern North Pacific in summer: estimates from direct measurements of radiation fluxes // Deep-Sea Res. — 1983. — Vol. 30, N 10 a. — P. 1023—1031.

112. Helland-Hansen B. Noden hydrografiske metoder. Foeh. Ved de Skandinaviske naturforskers 16 de möte (Juli 1916). — Kristiania, 1918. — 357 p.

113. Hendricks P. J. et. al. A heat balance for the Bering Sea Ice Edge // J. Phys. Oceanogr. — 1985. — Vol. 15. — P. 1747—1758.

114. Hood D. W., Calder J. A. The Eastern Bering Sea shelf: oceanography and resources. — Seattle: Univ. of Wash. Press, 1981. — Vol. 1. — 520 p.

115. Hood D. W., Kelley E. J. (Edds). Oceanography of the Bering Sea, Occasional Publication 2. — Fairbanks: Inst. Mar. Sci., Univ. of Alaska, 1974. — 623 p.

116. Hughes F. W. et. al. Circulation, transport and water exchage in the Western Bering Sea // Oceanography of the Bering Sea. — Fairbanks, 1974. — N 3. — P. 59—98.

117. Ingraham W. J. Shelf environment // The Eastern Bering Sea shelf: oceanography and resources. — Seattle, 1981. — Vol. 1. — P. 455—468.

118. Japan agricultural technical association. Oceanographic Data in the northern waters of the North Pacific. — 1954. — 522 p.

119. Khen G. V. For-many-yeare fluctuations of iceness of the sea of Okhotsk // The 4th Int. Symp. on Okhotsk Sea and sea ice abstr. — Mombetsu, 1990. — P. 231—234.

120. Khen G. V. Oceanographic conditions and dering Sea biological productivity // Int. Symp. on the Bid. and Wol. Polloc. Anhorage, 1988. — Univ. of Alaska Press, 1989. — P. 79—89.

121. Kihara K. Fluctuations of the natev temperature and salinity in the Eastern Bering Sea // Bull. Jap. Soc. Sci. Fish. — 1982. — Vol. 48, N 12. — P. 1685—1688.

122. Kihara K., Uda M. Analitical studies on the mechanism concerning the formation of demersal fishing grounds in relation to the bottom water masses in the Eastern Bering Sea. Pt. 1 // Studies on the formation of demersal crounds. — Tokyo, 1969. — N 55 (2). — P. 83—90.

123. Kinder T. H. The hydrographic structure over the continental shelf near Bristol Bay, Alaska, June 1976 // Depart. of Oceanography, Univ. of Washington, Tech. Pep. Ref. — January 1977. — M. 77-3. — 61 p.

124. Kinder T. H., Coachman L. K. Observation of a bathymetrically trapped current ring // J. Phys. Oceanogr. — 1977. — N 7. — P. 946—952.

125. Kinder T. H., Coachman L. K. The front overlaying the continental slope in the Eastern Bering Sea // J. Geophys. Res. — 1978. — Vol. C83, N 9. — P. 4551—4559.

126. Kinder T. H. et. al. The Bering slope current system // J. Phys. Oceanogr. — 1975. — Vol. 5, N 2. — P. 231—244.

127. Kinder T. H., Schumacher J. D. Circulation over continental shelf of the South-Eastern Bering Sea // The Eastern Bering Sea shelf: oceanography and resources. — Seattle, 1981. — Vol. 1. — P. 53—75.

128. Kinder T. H., Schumacher J. D. Hydrographic structure over the continental shelf of the South-Eastern Bering Sea // The Eastern Bering Sea shelf: oceanography and resources. — Seattle, 1981. — Vol. 1. — P. 53—98.

129. Kinder T. H. et. al. Observation of a baroclinic eddy: an example of mesoscale variability in the Eastern Bering Sea // J. Phys. Oceanogr. — 1980. —N. 10. — P. 1228—1245.

130. Kinder T. H. et. al. The evolution of the hydrographic structure over the continental shelf near Bristol Bay, Alaska, during summer 1976 // Depart. of Oceanography, Univ. of Washington, Tech. Rep. Ref. — April 1972. —1976. — M 78 — 16. — 72 p.

131. Kitani K., Kawasaki S. Oceanographic structure on the region of Eastern Bering Sea — 1: The movement and physical characteristics of water in summer, 1978 (in Japanese) // Bull. Far Seas Fish. Res. Lab. — 1979. — N 17. — P. 1—12.

132. Kitano K. A note on the thermal structure of the Eastern Bering Sea // J. Geophys. Res. — 1970. — N 75 (6). — P. 1110—1115.

133. Kitano K. A note on the salinity structure of the Eastern Bering Sea (in Japanese) // Buil. Tohoku Reg. Fish. Lab. — 1970. — N 30. — P. 73—85.

134. Koto H., Fuji T. Structure of the waters in the Bering Sea and Aleutian region // Bull. Fac. Fish. — 1958. — N 9. — P. 149—170.

135. Koto H., Maeda T. On the movement of Fish. Shoals and the change of bottom temperature on the trawl-fishing grounds of the Earstern Bering Sea (in Japanese) // Bull. Jap. Soc. Sci. Fish. — 1965. — N 31 (4). — P. 263—268.

136. La Fond E. C., Pritchard D. W. Physical oceanographic investigations in the Eastern Bering and Chukchee Seas during the summer of 1947 // J. Mar. Res. — 1952. — Vol. 11. — P. 52—72.

138. Maeda T. et. al. On the oceanographic condition and distribution of fish shoal in 1963 (in Japanese). Pt. 1. Studies on the trawl-fishing grounds of the Eastern Bering Sea // Bull. Jap. Soc. Sci. Fish. — 1967. — N 33 (8). —P. 713—720.

139. Maeda T. et. al. On the annual fluctution on oceanographical conditions in summer season (in Japanese). Pt. 2. Studies on the trawl-fishing grounds on the Eastern Bering Sea // Bull. Jap. Soc. Sci. Fish. — 1968. — N 35. — P. 502—510.

140. McLain D. K., Favorite F. Anomalously cold winters in the South-Eastern Bering Sea 1971—1975 // Mar. Sci. Commun. — 1976. — Vol. 1, N 5. — P. 299—334.

141. McRoy C. P. et. al. Processes and resources of the Bering Sea shelf (PROBES) // Dev. Accomp. Project. Cont. Shelf Res. — 1986. — Vol. 5, N S1/2. — P. 5—21.

142. Montgomery R. B. Characteristics of surface water at weather ship // J. Pap. Mar. Biol. Oceanogr., Deep-Sea Res. — 1955. — Suppl. vol. 3. — P. 331—333.

143. Montgomery R. B. Water characteristics of Atlantic Ocean and of Wold Ocean // Deep-Sea Res. — 1958. — Vol. 5, N 2. — P. 134—148.

144. Mishima S., Nishizawa S. Report on hydrographic investigations in the Aleutien waters and the Southern Bering Sea in the early summers of 1953 and 1954 // Bull. Fac. Fish. — 1955. — N 6 (2). — P. 85—124.

145. Mofjeld H. O. Observed tides on the North-Eastern Bering Sea shelf // J. Geophys. Res. — Feb. 15, 1986. — Vol. 91, N C2. — P. 2593—2606.

146. Muench R. D. A note on Eastern Bering Sea shelf hydrographic structure, august 1974 // Deep-Sea Res. — 1976. — Vol. 23, N 3. — P. 245—247.

147. Muench R. D. et. al. Circulation and hydrography of Norton Sound // The Eastern Bering Sea shelf: oceanography and resources. — Seattle, 1981. — Vol. 1. — P. 77—93.

148. Muench R. D. et. al. Winter currents and hydrographic conditions on the Northern Central Bering Sea shelf // J. Geophys. Res. — 1988. — Vol. 95, N C1. — P. 516—526.

149. Niebauer H. Y. Recent fluctuations in sea distributions in the Eastern Bering Sea // The Eastern Bering Sea shelf: oceanography and resources. — Seattle, 1981. — Vol. 1. — P. 133—140.

150. Nierbauer H. Y. Recent short period wintertime climatic fluctuations and their affect on surface temperature in the Eastern Bering Sea shelf // The Eastern Bering Sea shelf: oceanography and resources. — Seattle, 1981. — Vol. 1. — P. 23—30.

151. Ohtani K. On the oceanographic structure and the ice formation on the continental shelf in the Eastern Bering Sea //Bull. Fac. Fish. —Hokkaido Univ., 1969. — N 20 (2). — P. 94—117.

152. Ohtani K. Oceanographic structure in the Bering Sea //Mem. Fac. Fish. — Hokkaido Univ., 1973. — N 21. — P. 65—106.

153. Ohtani K. Formation of western subarctic water in the Bering Sea // Biological oceanography of the North Pacific Ocean (Motoda Commerative vol.). — Tokyo, 1972. — P. 31—44.

154. Otobe H. et. al. Heat energy exchange across the sea surface of the Bering Sea and the North Pacific in summer estimates from direct measurements of radiation fluxes // Deep-Sea Res. — 1983. —Vol. 30. — P. 1023—1031.

155. Parr A. Isopycnic analysis of current flow by means of identifying properties // J. Mar. Res. — 1937. — Vol. 1, N 2. — P. 33—48.

156. Pollak M. Frequency distribution of potential temperatures and salinities in the Indian Ocean // Deep-Sea Res. —1958. — Vol. 5, N 2. — P. 128—133.

157. Paluszkiewicz T., Niebauer H. J. Satellite observation of circulation in the Eastern Bering Sea // J. Geophys. Res. — 1984. — Vol. 89, N C3. — P. 3663—3678.

158. Rathbun R. Sammary of the fishing investigations conducted in the North Pacific Ocean and Bering Sea from july 1, 1888 by the commission steamer "Albatros" // Bull. US Fish Com. — 1894. — N 12. — P. 127—201.

159. Reed R. K. The heat budget of a region in the Eastern Bering Sea, summer 1976 // J. Geophys. Res. — 1976. — N 33. — P. 3636—3645.

160. Reynolds M. et. al. Ice drift and regional meteorology in the Southern Bering Sea: result from MIZEX WEST // J. Geophys. Res. — 1985. — Vol. 90, N C6. — P. 11967—11981.

161. Saur J. F. et. al. Oceanographic cruise to the Bering and Chukchee Seas, summer 1949 // US HAVY Electr. Lab. — San Diego, Calif., 1952. — Rep. 298. — 38 p.

162. Sayles M. A. et. al. Oceanographic atlas of the Bering Sea basin. — Seattle: Univ. of Wash. Press, 1979. — 158 p.

163. Schumacher J. D., Kinder T. H. Lowfrequency current regimes over the Bering Sea shelf // J. Phys. Oceanogr. — 1983. —Vol. 13, N 4. — P. 607—623.

164. Schumacher J. D. et. al. A structure front over the continental shelf of the Eastern Bering Sea // J. Phys. Oceanogr. — 1979. — N 9. — P. 79—87.

165. Siano T. et. al. The oceanographic fine structure of the seasonal thermocline in the shelf break of the Bering Sea // Prelim. Rep. "Hukuho Maru" cruise. — 1979. — N KH-78-3. — P. 71—72.

166. Solomon H., Ahinas K. Eddies in the Kamchatka Current // Deep-Sea Res. — 1978. — N 25. — P. 403—410.

167. Swift J. H., Aagaard K. Upwelling near Samalga Pass. // Limnol. Oceanogr. — 1976. — N 21. — P. 399—408.

168. Takenouti A. Y. Recent Japanese physical oceanographic studies of the Bering Sea // Mar. Sci. Communs. — 1976. — Vol. 2, N 5. — P. 285—297.

169. Takenouti A. Y., Ohtani K. Currents and water masses in the Bering Sea: a review of Japanese work // Oceanography of the Bering Sea. — Fairbanks, 1974. — N 2. — P. 39—57.

170. Tanner Z. L. et. al. Explorations of the fishing grounds of Alaska, Washington territory, and Oregon, during 1888, by the US Fish Commission Steamer "Albatros", Lieut. Comdr. Z. L. Tanner US Navy // Commanding Bull. US Fish. Com. — 1890. — N 8. — P. 1—92.

171. The "Oshoro Maru" cruise 8 to the Bering Sea and the North Pacific Ocean in june—august 1985 // Kaйe Teca rere Cиkэn Exo. Data Rec. Oceanogr. Observ. and Explor. Fish. — 1986. — N 29. — P. 35—160.

Часть V. ПРИЛИВНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

В основу исследования положены сведения о приливах для 101 пункта Берингова моря, полученные из работ Т. И. Супранович, Р. А. Деевой, К. Т. Богданова, Монакского каталога и Английских таблиц приливов.

21. Изученность приливных явлений

Первая попытка представить распространение приливной волны в Беринговом море относится к 1836 г. и принадлежит Ф. П. Литке [1]. Для этой цели он располагал материалами, полученными в XVIII и начале XIX вв. при гидрографическом обследовании побережья русскими правительственными и промысловыми экспедициями. Однако недостаточность исходных данных не позволила составить приливную карту для моря в целом, поэтому котидальные линии проведены только для отдельных районов.

В 1904 г. Гаррисом [2] была составлена котидальная карта Берингова моря для волны M_2. В основу ее положены приближенные значения прикладных часов и величин приливов, определенных по кратковременным наблюдениям. Гармонические постоянные, использованные для составления данной карты, к этому времени имелись только для нескольких пунктов американского побережья и Алеутских островов. Гаррис предположил наличие поступательной прогрессивной приливной волны на акватории Берингова моря и амфидромию в зал. Нортон.

В 1950 г. Н. П. Владимирский привел котидальные карты для волны M_2 и суммарного суточного прилива.

Для полусуточного прилива Н. П. Владимирский принял за основу карту Гарриса. Она изменена только для западной части моря, где Н. П. Владимирский согласовал ее с данными новых наблюдений. Кроме амфидромии в зал. Нортон, на карте Н. П. Владимирского показана еще одна амфидромическая система в Анадырском заливе.

Для суммарного суточного прилива Н. П. Владимирским показано образование амфидромии в южной части моря. В северной части моря приливная волна имеет поступательный характер.

В отечественной литературе первая наиболее полная сводка по приливам Берингова моря приводится в работе К. Т. Богданова, которая была опубликована в 1960 г. Согласно этим данным, на побережье Берингова моря величина приливных колебаний и характер прилива колеблются в довольно больших пределах. В северной части моря величина прилива не превышает 0,5 м, зато в Бристольском заливе она достигает 8,5 м. В Анадырском заливе величина прилива не превышает 2 м, а в зал. Креста и в Анадырском лимане она достигает 3 м. На Алеутских и Командорских островах она колеблется в пределах от 1,4 до 2,0 м.

Показатель характера прилива в пределах Берингова моря изменяется от 0,11 до 4,50. На большей части побережья преобладают неправильные полусуточные и неправильные суточные приливы.

Для рассмотрения распространения приливных волн К. Т. Богданов методом изогипс построил карты для двух составляющих волн M_2 и K_1.

Отмечено, что повышение уровенной поверхности моря для волны M_2 в его юго-восточной части происходит под действием входящих через проливы Алеутской гряды волн из Тихого океана. Повышение уровенной поверхности моря распространяется с юга на север и захватывает всю площадь моря, исключая заливы Анадырский, Нортон, Кускоквим и Бристольский. В этих заливах колебания уровня происходят в разных фазах.

В Анадырском заливе происходит поворот наклона уровенной поверхности против часовой стрелки, что является признаком существования здесь амфидромической системы. Колебания уровенной поверхности в зал. Кускоквим происходят почти в обратной фазе по сравнению с открытой частью моря. В Бристольском заливе имеет место ярко выраженное явление резонанса приливной волны.

В зал. Нортон колебания уровенной поверхности носят характер стоячих колебаний. В заливах Бристольском и Кускоквим имеет место рисунок котидалей, напоминающий рисунок амфидромической системы с вращением котидальных линий по часовой стрелке. Возникновение подобной амфидромической системы, по мнению К. Т. Богданова, обусловлено характером уровенной поверхности в заливах Бристольском и Кускоквим, которые находятся в обратных по отношению друг к другу фазах. По этой причине между заливами образуется значительный периодически меняющийся поперечный наклон уровня, накладывающийся на продольный наклон вдоль осей заливов.

Суточная приливная волна распространяется через крайние восточные проливы Алеутской гряды и имеет тенденцию к распространению на запад в сторону больших глубин. По мнению К. Т. Богданова, суточная приливная волна имеет поступательный характер в южной части моря, ограниченной с юга естественными границами, а с севера — линией, проходящей от м. Наварин до о. Нунивак.

В 1977 г. Р. А. Деева рассмотрела приливные колебания уровня Берингова моря и построила новые котидальные карты. Хорошо освещенным наблюдениями оказалось только западное побережье Берингова моря. Для побережья Америки и Алеутских островов Р. А. Деева определила приближенные гармонические постоянные, вычисленные по приливным поправкам Американских таблиц приливов за 1964 г. Построенные ею котидальные карты существенно отличаются от карт К. Т. Богдано-

ва. Согласно Р. А. Деевой, приливная волна M_2 в Беринговом море имеет смешанный (прогрессивно-стоячий) характер с большой долей стоячей составляющей. Амфидромические системы показаны в заливах Анадырском, Нортон и Бристольском, на севере моря и на континентальном шельфе, к юго-востоку от о. Св. Лаврентия. Все амфидромии имеют левый поворот котидальных линий. Таким образом, правый поворот котидальных линий на севере, как предполагал К. Т. Богданов, не подтвердился. В восточных мелководных проливах Алеутской гряды — Исаноцком и Унимак — четко выражены узловые зоны, что обусловливает уменьшение здесь амплитуды волны M_2.

Волна K_1 в Беринговом море образует две амфидромические системы — в северной части моря и на континентальном шельфе, к юго-востоку от о. Св. Лаврентия.

Распространение приливных волн в Беринговом море рассматривалось и в ряде работ иностранных авторов [3—5]. Однако суммируя все известные сведения о распространении приливных волн в Беринговом море, по нашему мнению, картина остается все же неясной, главным образом из-за плохой освещенности акватории моря гармоническими постоянными, особенно для гряды Алеутских островов. Так, в 1986 г. была опубликована работа Мофелда о приливах Берингова моря [3]. Им были построены котидальные карты волн M_2 и K_1 для восточных районов моря и континентального шельфа (рис. 21.1, 21.2). При построении их были использованы наблюдения не только в береговых пунктах, но и в открытой части моря, в 8 пунктах, где стояли мареографы. Эти котидальные карты, особенно для волны M_2, отличаются от карт К. Т. Богданова и Р. А. Деевой. Для волны M_2 гораздо меньше амфидромических систем по сравнению с полученными ранее данными. Амфидромические системы располагаются лишь в Анадырском заливе и на континентальном шельфе, с центром к югу от о. Св. Лаврентия. В Бристольском заливе амфидромии, согласно рис. 21.1, не наблюдается, здесь располагается узловая зона, захватывающая и восточные мелководные проливы Алеутской гряды. Узловая зона показана и в зал. Нортон. Котидальная карта для суточного прилива (K_1) в общем похожа на карту Р. А. Деевой (рис. 21.3).

Наиболее достоверной приливной картой суточной волны K_1 в восточной части Берингова моря следует, на наш взгляд, считать карту Пирсона, Мофелда и Трипа [4], для которой было использо-

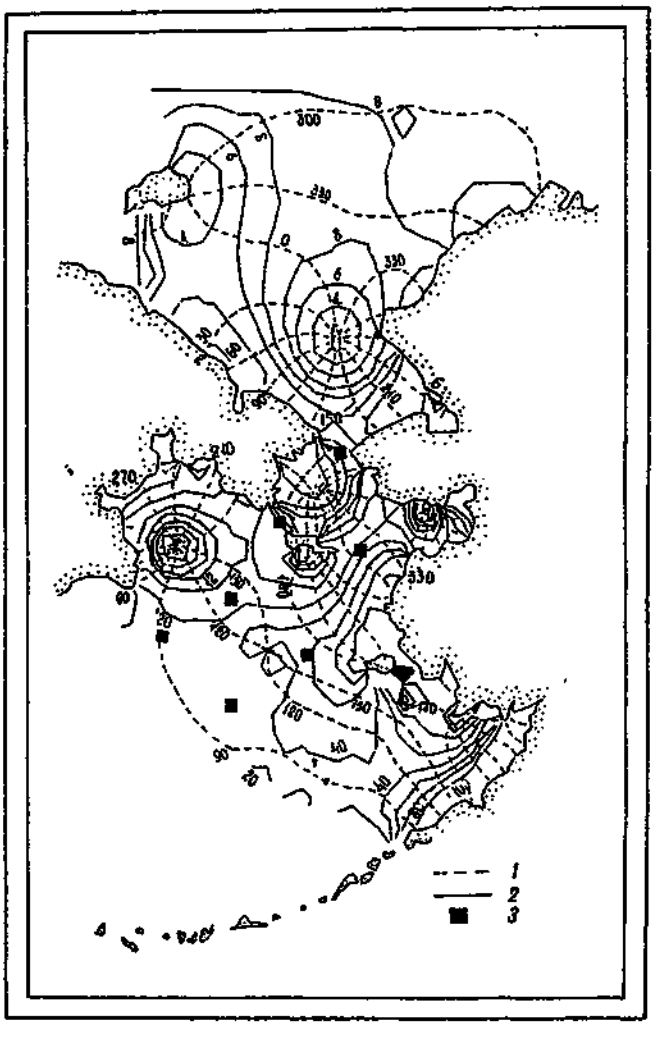


Рис. 21.1. Котидальная карта полусуточного прилива M_2.
1 — фаза, °; *2* — амплитуда, см; *3* — места постановки мареографов.

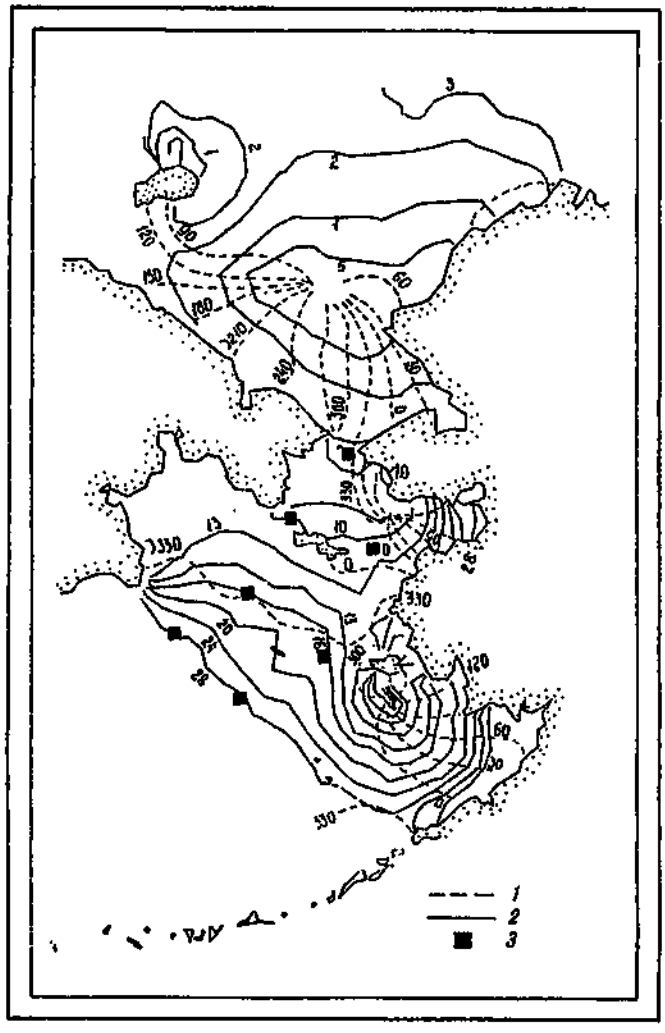


Рис. 21.2. Котидальная карта суточного прилива K_1.
1 — фаза, °; *2* — амплитуда, см; *3* — места постановки мареографов.

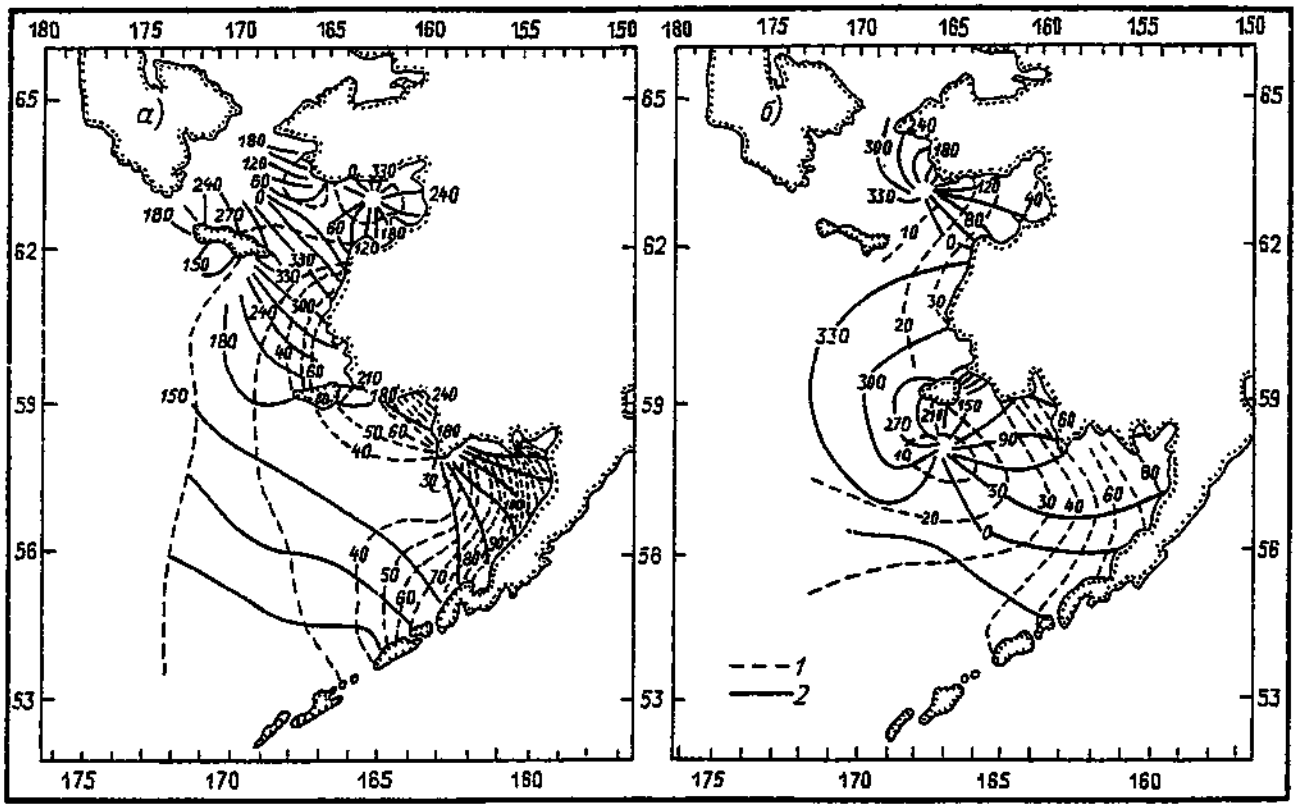


Рис. 21.3. Котидальные карты волны M_2 (*а*) и волны K_1 (*б*).
1 — фаза, °; *2* — амплитуда, см.

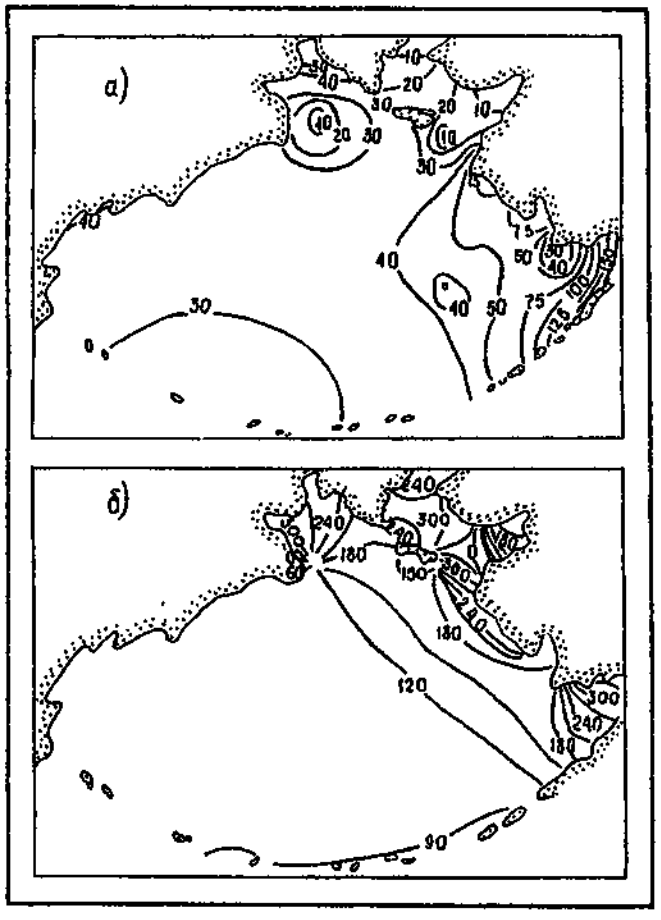


Рис. 21.4. Приливные карты полусуточной волны M_2 в Беринговом море.
а — амплитуда, см; *б* — фаза, °.

вано большее количество наблюдений, чем в работе [3]. Здесь указаны две амфидромические системы — в зал. Нортон и к югу от о. Нунивак (рис. 21.4).

Достоверную приливную карту волны K_1 для всего Берингова моря, на наш взгляд, сейчас дать затруднительно из-за недостатка наблюдений за приливами.

Наиболее достоверной приливной картой полусуточной волны M_2 в Беринговом море сейчас, на наш взгляд, является карта Сюндермана, где показаны амфидромии в Анадырском заливе, вблизи о. Св. Лаврентия и узловая зона в Бристольском заливе. На остальной акватории Берингова моря полусуточная приливная волна, входящая главным образом через центральные и западные проливы Алеутских и Командорских островов, — прогрессивная.

22. Особенности режима приливных колебаний уровня моря

В настоящее время имеется много приливных пунктов на материковом побережье Азии, материковое побережье Америки и Алеутские острова пунктами наблюдений освещены гораздо хуже. Так, имеется лишь 9 пунктов с гармоническими постоянными на материковом побережье Америки, 10 на Алеутских островах и один пункт на о. Св. Павла. Все сведения о приливах по зарубежным пунктам Берингова моря приводятся в приложении. В таблицах содержатся следующие негармонические постоянные приливов:

— показатель характера прилива;
— средняя величина полусуточного прилива;
— средний прикладной час;
— возраст полусуточного прилива;
— возраст суточного прилива;
— возраст параллактического прилива;
— средняя большая величина тропического прилива;
— средняя большая величина прилива за лунацию;
— максимальная величина прилива.

Негармонические постоянные приливов, за исключением показателя характера и максимальной величины, для зарубежных пунктов получены впервые. Показатель характера прилива вычислен согласно классификации А. И. Дуванина. При этом, если:

1) $0 < (H_{K_1} + H_{O_1})/H_{M_2} < 0{,}5$, то прилив относится к правильным полусуточным;

2) $0{,}5 < (H_{K_1} + H_{O_1})/H_{M_2} < 2{,}0$, то прилив относится к неправильным полусуточным;

3) $2{,}0 < (H_{K_1} + H_{O_1})/H_{M_2} < 4{,}0$, то прилив относится к неправильным суточным;

4) $(H_{K_1} + H_{O_1})/H_{M_2} > 4{,}0$, то прилив относится к правильным суточным.

На рис. 22.1 представлено распределение показателя характера и наибольшей величины приливов в Беринговом море.

Согласно этим данным, в Беринговом море встречаются приливы всех типов: полусуточные, неправильные полусуточные, неправильные суточные и суточные. Преобладают неправильные суточные приливы, которые особенно выражены на материковом побережье Азии, Алеутских и Командорских островах. Приливы суточного типа встречаются в лагуне Апука, устье р. Хатырки и бух. Кускоквим. Наименьшая величина приливов наблюдается в Беринговом проливе и составляет менее 0,5 м, наибольшая — в Бристольском заливе (более 8 м). На остальной акватории Берингова моря наибольшая величина приливов не превышает 1,5—2,0 м. Приливы Алеутской гряды и Командорских островов неправильного суточного типа.

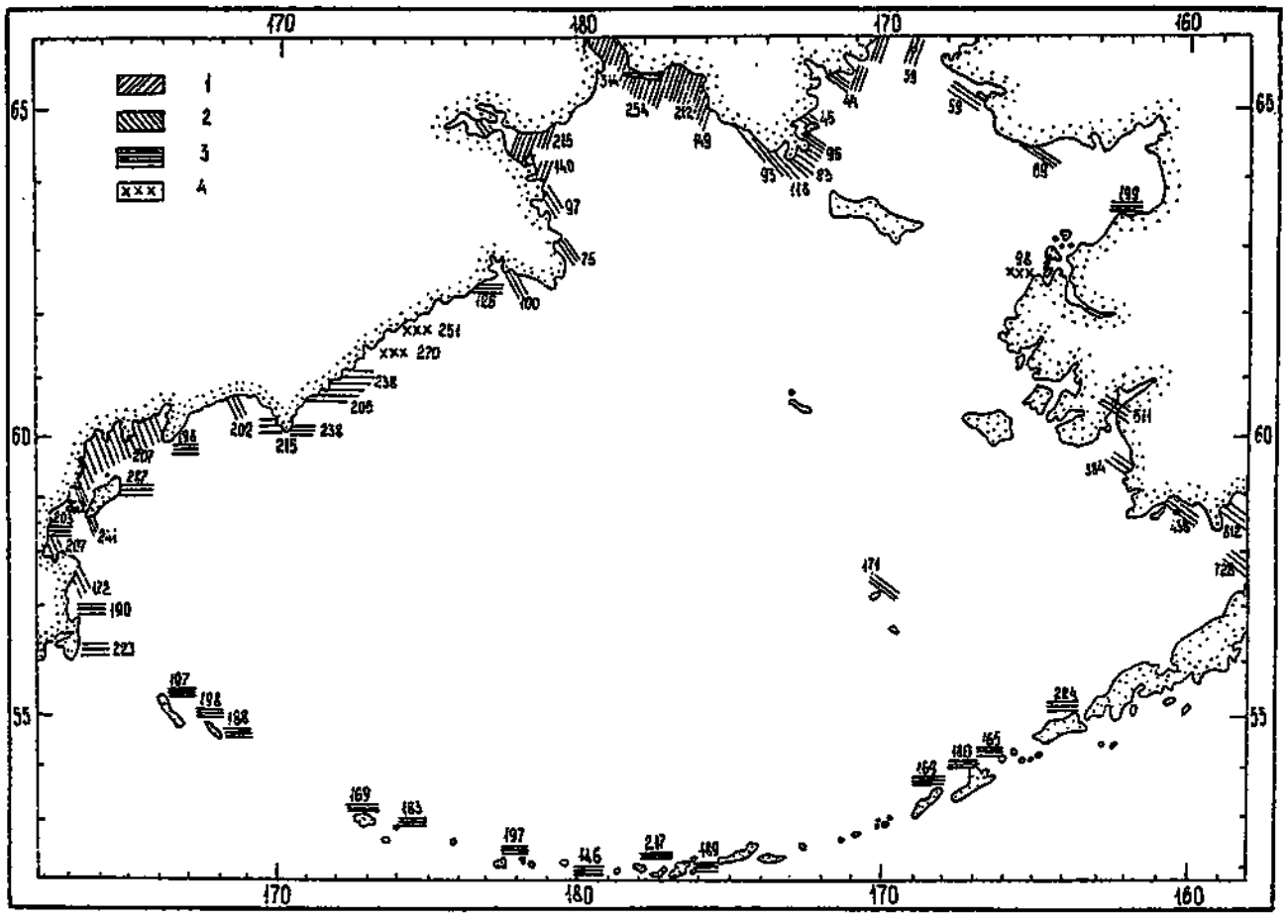


Рис. 22.1. Характер и величина приливов (см) по наблюдениям в Беринговом море.

1 — полусуточные; 2 — неправильные полусуточные; 3 — неправильные суточные; 4 — суточные.

Приливы Берингова моря меняются в зависимости от фаз Луны, склонения Луны и параллакса (расстояния от Земли до Луны). Примеры хода приливных колебаний уровня моря в течение января 1990 г. представлены на рис. 22.2 для разных пунктов (зал. Квиклокчум, гавань Константина на о. Амчитка Алеутской гряды, зал. Добрых Вестей). Из этого рисунка видно, что в течение месяца в зависимости от астрономических условий колебания уровня моря значительно меняются по величине и характеру.

Характерной особенностью приливов Берингова моря является слабое развитие волны S_2. Как видно из каталога, приведенного в приложении, волна N_2 превышает здесь по своей амплитуде волну S_2. Поэтому главным неравенством полусуточных приливов здесь является месячное параллактическое.

На рис. 22.3 представлены сизигийные и параллактические приливы в разных пунктах: порт Кларк, зал. Квиклокчум. Как видно из рисунка, параллактические полусуточные приливы превышают сизигийные полусуточные приливы. Наибольшие полусуточные параллактические приливы могут происходить в течение 5 сут подряд.

По нашему мнению, в Беринговом море можно выделить 8 районов с однотипным характером приливных колебаний уровня моря:

1) Тихоокеанское побережье Камчатки от м. Лопатка до м. Олюторского, приливы относятся к неправильным суточным, наибольшая их величина колеблется около 2 м;

2) материковое побережье от м. Олюторского до м. Наварин, преобладают неправильные суточные приливы. В лагунах Опука и Хатырка приливы правильные суточные, их наибольшая величина в общем несколько превосходит 2 м;

3) Анадырский залив, преобладают приливы неправильного полусуточного типа, а вдоль юго-восточного побережья — правильного полусуточного типа. Наибольшая величина приливов в вершине Анадырского залива приближается к 3 м, а в некоторых пунктах превосходит 3 м.

Приливы Анадырского залива отличаются большой сезонной изменчивостью. Вследствие воздействия ледяного покрова в некоторых пунктах зимние приливы по своей величине в 4 раза меньше летних;

4) Веринтов пролив, преобладают приливы с большой полусуточной составляющей, их наибольшая величина не превосходит 0,5 м;

5) зал. Нортон, приливы неправильные суточные, их наибольшая величина около 2 м;

6) Бристольский залив, преобладают неправильные полусуточные приливы. В некоторых пунктах наибольшая величина приливов превосходит 8 м;

7) Алеутские и Командорские острова, приливы неправильного суточного типа, их наибольшая величина около 2 м;

8) о. Св. Павла, приливы неправильные полусуточные, их наибольшая величина несколько превышает 1,5 м.

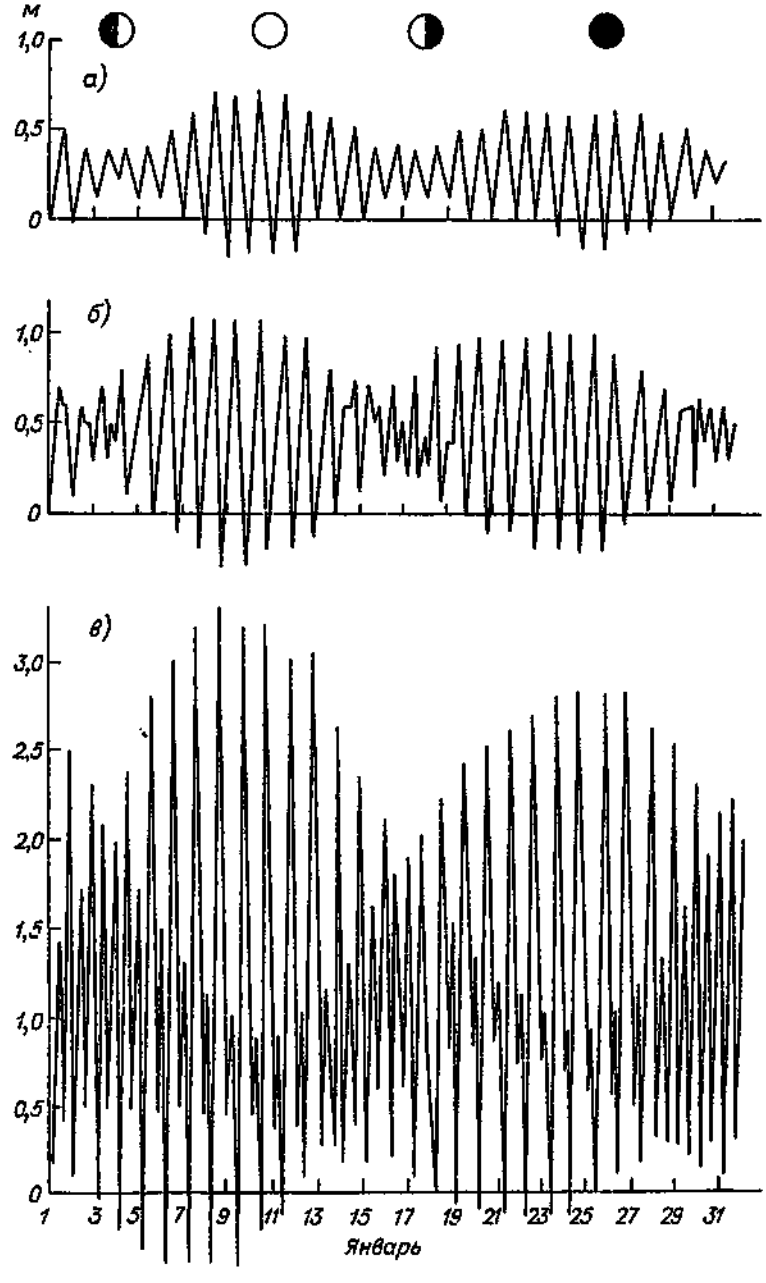


Рис. 22.2. Примеры хода приливных колебаний уровня в зал. Квиклокчум (*а*), в гавани Константина на о. Амчитка Алеутских островов (*б*) и в зал. Добрых Вестей (*в*) в январе 1990 г.

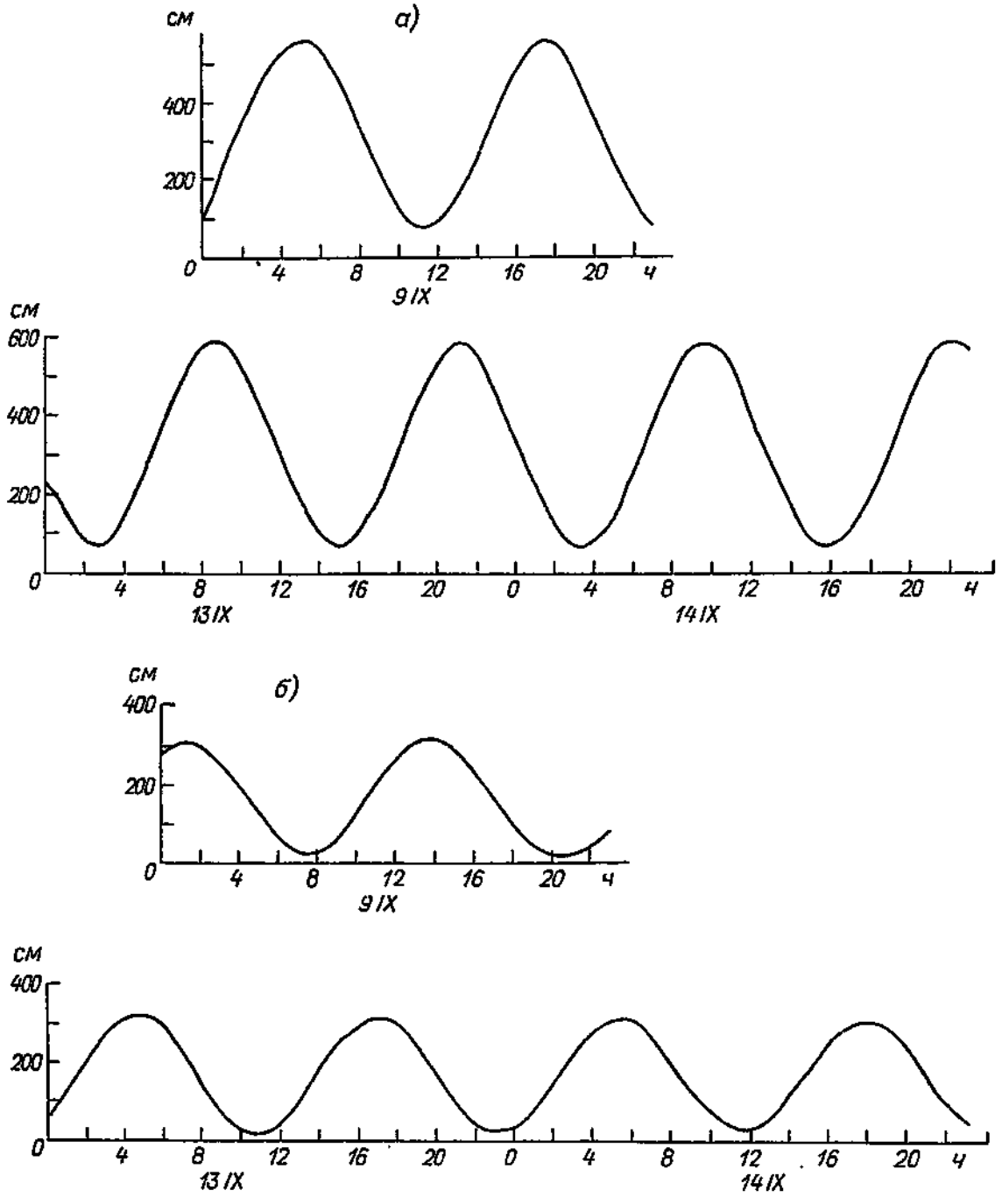


Рис. 22.3. Ход сизигийных и параллактических полусуточных приливов в порту Кларк (*а*) и в зал. Квиклокчум (*б*) в 1990 г.

23. Характер и скорости приливных течений

Приливные течения Берингова моря изучены крайне слабо. В настоящее время имеются сведения лишь о характере и максимальных скоростях течений для немногих районов. По данным К. Т. Богданова, полученным в 1960 г., в формировании приливного течения хорошо выражена полусуточная и суточная составляющие.

По ориентировочным расчетам, полученным Т. И. Супранович в 1969 г., наибольшие скорости приливных течений наблюдаются в проливах Алеутской гряды, где они могут достигать в некоторых проливах 8—10 уз. Сравнительно широкие проливы западной окраины Алеутской гряды отличаются слабыми течениями. В архипелагах восточной зоны дуги, в небольших проливах, разделяющих множество мелких островов, скорости течений в несколько раз возрастают. Так, между островами Атту и Семичи (о-ва Ближние) максимальные скорости приливных течений, по-видимому, не превышают 1 уз. В прол. Амчитка (о-ва Крысьи) скорости этих течений также невелики — порядка 1,5—2,0 уз. Стремительные течения наблюдаются в проливах Андреяновских, Четырехсопочных и Лисьих островов: в проливах Атха и Унимак они могут достигать 10 уз, Четырехсопочном и Танага — 6 уз. Эти расчетные данные находятся в хоро-

шем согласии с известными из литературы сведениями и описаниями приливов на Алеутских островах.

Так, первые описания приливов на Алеутских островах сделаны Ф. П. Литке [1]. Самые сильные течения отмечены им в проливах Андреяновских и Лисьих островов, особенно Амля, Сигуамском и Дербинском: „Длинный остров Амля и вплоть к нему большой остров Атха, противопоставляя периодическим течениям преграду почти в 100 миль, заставляют море с великой силой стремиться в проливы по обе стороны и производя в Сигуамском жестокие сулои" и далее: „Дербинский пролив, протекающий между островами Аватанокским и Тигалдой, примечателен перед всеми другими чрезвычайной быстротой течений с сильными сулоями". В книге Ф. П. Литке приводятся и оценки наибольшей скорости течения для некоторых проливов: „По быстроте течений проливы Лисьей гряды считаются в следующем порядке: Дербинский, самый быстрый и сулоистый; полагают, что течения в нем бывают до 8 узлов — и Унальгинский, Акунский, Аватанокский, наконец, Унимакский". Автором этой книги был подмечен ряд интересных мелких особенностей приливных явлений Алеутской гряды, к примеру: „Течения в Унимакском проливе бывают весьма сильны, но сулоев не бывает, и в этом одна из больших его выгод. Течения переменяются периодически, но во всех проливах из Берингова моря бывают быстрее, нежели с океана. При отливе течение бьет сильно к юго-западу, поперек пролива, по направлению северного берега Аляски; и потому должно держаться ближе к восточной стороне пролива; течение переменяется сначала под восточным берегом и потом уже распространяется на весь пролив. По замечаниям других, во всех проливах течение переменяется сначала у берегов; и в Унимакском проливе, когда у берегов почти уже останавливается, то на середине только начинается, а когда у берегов пойдешь назад, тогда в середине еще самое сильное..."

Сильные приливные течения отмечены Н. Н. Зубовым в проливах Исаноцком, Дербинском, Унальгинском и Амля — до 9 уз, а Бенком — в прол. Амля. В своей книге "Birthplace of the winds" Бенк помещает и красочные зарисовки явления прилива на Андреяновских островах: „В этот день волн из моря не было, и, вглядываясь в остров Амля, начинавшийся в миле от меня по ту сторону спокойного пролива, вдруг я с удивлением заметил, что пролив совершенно изменил свой вид. Он сплошь покрылся танцующими белыми барашками, а подо мной на скалы с ужасающим грохотом обрушивались волны прибоя. Затем я увидел приближение чего-то страшного. Далеко на юге из глубины моря поднялась стена воды. Сначала казалось, что это обман зрения, но когда стена повстречалась с серыми скалами берегов Амли, в воздух взметнулись высокие столбы воды. Так как все это происходило без особого шума, картина была поистине зловещей. Стена вошла в пролив, заметно вырастая по мере того, как она протискивалась в его горловину, а тем временем прямо под моими ногами море вспенилось, потому что огромные волны прилива рассекали его во всех направлениях.

Высоту водяной стены трудно определить. Возможно, она достигала десяти, а то и все пятнадцать футов. Но когда она прорвалась к концу пролива, у которого я сидел на высоком утесе, раздался такой громкий и протяжный звук, что, казалось, будто из его горловины вырвался протяжный вздох. Даже с моей стороны было слышно, как по дну перемещались валуны с таким грохотом, как будто по каменному полу раскатывались огромные шары. Волны улеглись, и внезапно стена превратилась в бурлящее море. Затем через этот пролив прошла еще стена, за ней третья..."

По свидетельству того же автора, на американских навигационных картах для плавания в прол. Амля имеются следующие предупреждения: „Осторожно, в проливе Амля зарегистрированы сильные приливные течения, максимальная скорость которых достигает девяти узлов. При бурном море пролив считается несудоходным. В хорошую погоду плыть можно при соблюдении крайней осторожности".

В 1988 г. ГУНИО были изданы подготовленные ГОИНом „Таблицы течений. Тихий океан. Прибрежные районы Северной Америки и Азии", которые позволяют получить ежечасные данные о течениях в проливах Исаноцком, Унимак, Акутан и бух. Квичак.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К Ч. V

1. Литке Ф. П. Путешествие вокруг света, совершенное по повелению Государя Императора Николая I, на военном шлюпе „Сенявине" в 1826, 1827, 1828 и 1829 годах флота капитаном Федором Литке. Ч. I—III. — СПб: Тип. III отд-ния собственной е и в канцелярии, 1834—1836. — 270 с.

2. Harris R. A. Manual of tides, P. 4B: Cotidal lines of the World // U.S. Coast Geod. Survey, Rept. appl. — 1904. — N 5. — P. 315—400.

3. Mofjeld H. O. Observed tides on the North-Eastern Bering Sea shelf // J. Geophys. Res. — 1986. — Vol. 91, N 2. — P. 2593—2606.

4. Pearson C. A., Mofjeld H. O., Trip R. B. Tides of the Eastern Bering Shelf // The Eastern Bering Sea shelf: oceanography and resources. — Seattle, 1981. — P. 111—130.

5. Sündermann J. The semidiurnal principal lunar tide M_2 in the Bering Sea // Dtsch. Hydrogr. L. — 1977. — Bd. 30, N 3. — S. 91—101.

Часть VI. НЕПЕРИОДИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ

Берингово море, являясь наиболее крупным среди всех дальневосточных морей, наименее изучено. Это касается практически всех гидрологических характеристик и, в частности, уровенного режима (особенно отечественных вод). Слаборазвитая сеть наблюдений за колебаниями уровня моря объясняется суровыми климатическими условиями, малой плотностью населения прибрежных участков моря, а также относительно низким развитием промышленного потенциала данного района. Однако интенсивное развитие экономики Дальнего Востока в последнее время привело к активизации изучения динамики вод шельфовой зоны Берингова моря. Знание уровенного режима моря необходимо при строительстве и проектировании новых прибрежных гидротехнических сооружений, проведении геологоразведочных и нефтепоисковых работ на перспективных для добычи природного газа и нефти участках шельфа. Кроме этого, Беринговo море является зоной активного морского рыболовства, здесь проходят морские пути, по которым осуществляются грузоперевозки в северные районы Дальнего Востока. Поэтому обеспечение безопасности навигации и рыболовства также требует всестороннего изучения колебаний уровня моря. Особого внимания заслуживают максимальные уровни моря, приводящие к затоплению прибрежных участков суши и разрушению расположенных на них портовых сооружений и других объектов.

Уровенный режим Берингова моря исключительно сложен. Колебания уровня Берингова моря формируются под воздействием множества факторов: приливообразующих сил Луны и Солнца, перепадов атмосферного давления, изменчивости ветрового поля, колебаний плотности морской воды, стока рек (в частности, рек Анадыря и Камчатки), наличия ледяного покрова в зимнее время, водообмена с Тихим и Северным Ледовитым океанами, рельефом дна и очертаниями берегов. Различная степень влияния одних и тех же факторов в отдельных районах моря приводит к разнообразию его уровенного режима.

Сложность уровенного режима моря обусловливает необходимость детального и всестороннего исследования его отдельных составляющих. В настоящем разделе анализируются колебания уровня Берингова моря всех временных масштабов изменчивости: многолетние, сезонные, приливные и сгонно-нагонные. Отдельно рассмотрены вопросы, касающиеся экстремальных уровней редкой повторяемости, методов расчета и прогноза штормовых нагонов.

24. Краткая история исследований уровня моря

Время интенсивных гидрографических обследований и морской описи с производством регулярных гидрологических наблюдений на судах в открытой части Берингова моря охватывает период с конца XVIII в. до 60-х годов XIX в. Ко времени учреждения Российско-Американской компании (1799 г.), имевшей официальной задачей проведение мер по развитию сельского хозяйства, торговли и открытию новых земель, необходимо было составить опись и карты, соответствующие требованиям того времени. Поэтому начались переходы судов из Европы на Камчатку и плавания в Беринговом море. Основная цель первых экспедиций состояла в изучении берегов моря, а также исследовании пригодности прибрежных районов моря для навигации. Многие из них сопровождались гидрографическими работами, неотъемлемой частью которых являлись промеры глубин, а также наблюдения за колебаниями уровня моря. Во второй половине 20-х годов (1826—1829 гг.) экспедицией на шлюпе „Сенявин" под командованием Литке было произведено всестороннее (гидрографическое, гидрологическое, метеорологическое, гравиметрическое, биологическое и т. д.) обследование Аляски, о. Св. Матвея и побережья Чукотки до Берингова пролива, в состав которого входили и наблюдения за уровнем в различных районах моря. В эти же годы Беринговo море посетила английская экспедиция на судне „Blossom" под командованием командира Бичи (1826, 1827 гг.). Она прошла от Петропавловска к островам Беринга, Св. Лаврентия, Диомида до м. Ледяного, откуда, повернув обратно, направилась мимо островов Св. Павла и Алеутских в Сан-Франциско. Помимо обычных наблюдений, указанной экспедицией определялись течения в некоторых районах восточной части Берингова моря, собирались сведения о колебаниях уровня для ряда пунктов.

В 40—60-х годах XIX в. главное внимание было сосредоточено на юго-западной части Берингова моря, где плавали ряд военных кораблей и суда Российско-Американской компании, иногда с участием ученых. Такие корабли, как, например, „Або" (командир Юнкер, 1841 г.), „Атка" (с участием академика Ленца, 1843 г.), корвет „Оливуц" (командир Сущов, 1851, 1854 гг.), фрегат „Аврора" (командир Изыльментьев), корвет „Варяг" (командир Семенов, 1866 г.), производили попутно гидрографические работы.

В начале текущего столетия систематические гидрографические обследования с одновременным изучением уровня моря были выполнены М. Е. Жданко (1907 г.) и А. И. Ниловым (1908 г.) на восточном побережье Камчатки. В 1912 г. Управлением портовых изысканий проводились детальные портоизыскательные работы в Усть-Камчатске, сопровождавшиеся измерением течений и подробными наблюдениями за колебаниями уровня. Что касается восточной части моря, то начиная с 70-х годов XIX в. здесь производились лишь местные обследования, приуроченные к некоторым Алеутским островам, или проводились попутные наблюдения при плавании охранных судов. Они выполнялись главным образом Геодезической службой США под руководством Дэвидсона и

Дэлла на судах "Humboldt" (1871—1873 гг.), "Yukon" (1873, 1880 гг.), "Corwin" (1880 г.), а позднее на "Thetis" (1889 г.). Работы, как правило, сопровождались наблюдениями за уровнем моря при помощи самописцев.

Стационарные наблюдения за уровнем моря начались еще в конце XVIII в. на некоторых островах, примыкающих к Северо-Американскому континенту, а также на побережье Аляски. Сроки наблюдений на станциях отличались как по времени, так и по числу их за сутки (от 1 до 5). Периоды наблюдений без перерывов были невелики, поскольку они производились любителями и нередко прекращались или переносились на другое место в зависимости от перемещения наблюдателя. Изучение колебаний уровня на восточном побережье Берингова моря в широком масштабе было проведено в конце прошлого и в начале текущего столетия (табл. 24.1). Самый первый стационарный самописец уровня был установлен в 1872 г. на о. Св. Павла, с 1898 по 1901 г. наблюдения за уровнем производились в 9 пунктах, а с 1909 по 1914 г. — в 5 пунктах (местоположение пунктов см. на рис. 24.1).

На западном побережье моря первые стационарные наблюдения за уровнем проводились по уровнемерной рейке в устье р. Анадыря (1913 г.). Однако наиболее широко эти наблюдения были развернуты в послереволюционный период в связи с активным освоением Дальнего Востока. С этой целью начиная с 1929 по 1933 г. было освещено описью и промерами все побережье от о. Карагин-

Таблица 24.1

Перечень пунктов наблюдений за колебаниями уровня на побережье Берингова моря, по Л. Ф. Рудовиц (1941 г.)

Место наблюдений	Вид установки	Годы наблюдений
бух. Алера	Мареограф	1933
бух. Провидения	„	1932
зал. Креста (бух. Энгаугин)	„	1932
Анадырский зал. (Русская Кошка)	„	1930
Анадырский зал. (коса Саломатова)	Футшток	1930
Анадырский зал. (у р. Анадыря)	„	1931
бух Анастасии	Мареограф	1931
бух. Иматра	„	1930
бух. Лаврова	„	1930
зал. Корфа	„	1929
зал. Корфа	„	1930
о. Беринга (с. Никольское)	Футшток	1929
Камчатский залив (м. Крюгера)	Мареограф	1931
Ном	„	1900—1941
ф. Св. Михаила	„	1891, 1898, 1899
Авогон	„	1899
Квиклокчум	„	1898
Алокак	„	1914
бух. Гудньюс	„	1912, 1913
м. Протекшион	„	1910
м. Кларк	„	1909
о. Св. Павла	„	1901
зал. Кашего	„	1901
Датч-Харбор	„	1901—1941
Уналга	„	1901
бух. Тигалда	„	1901

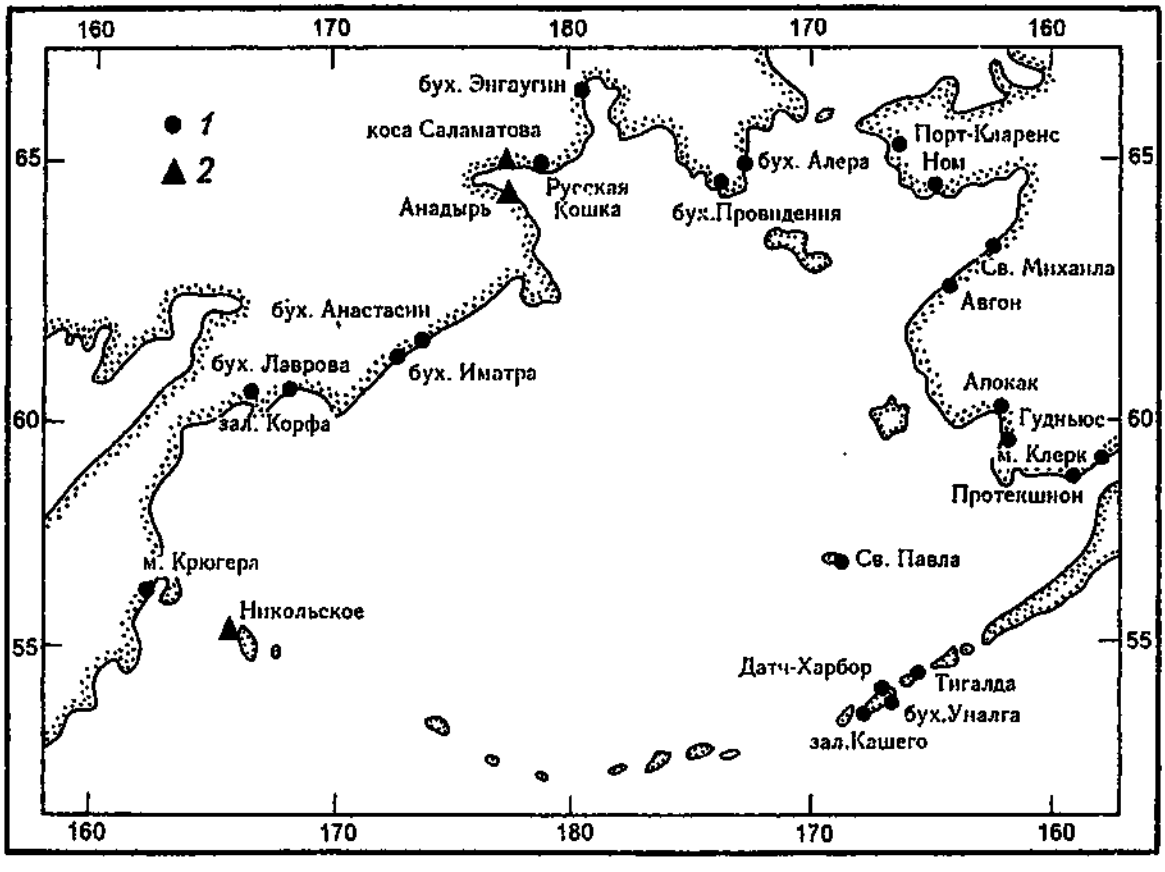


Рис. 24.1. Схема расположения пунктов первых стационарных наблюдений за уровнем Берингова моря, по Л. Ф. Рудовиц (1941 г.).

1 — мареограф; *2* — уровнемерная рейка.

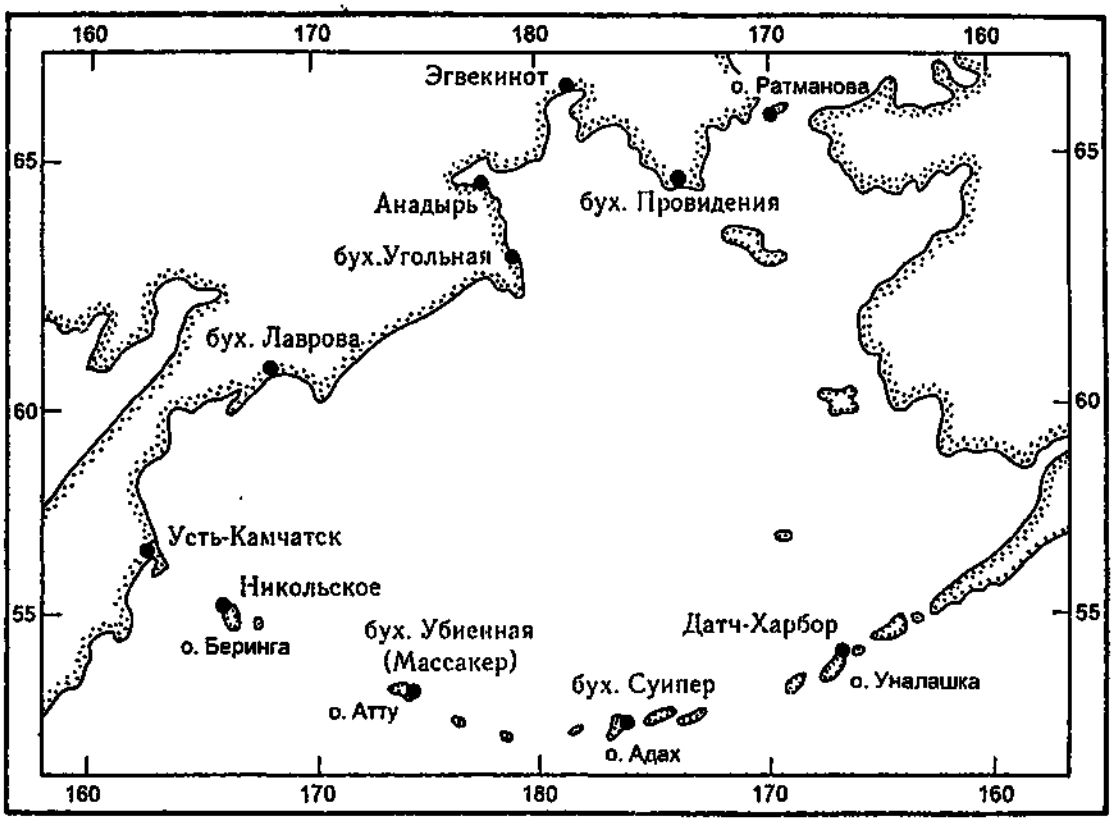


Рис. 24.2. Схема расположения пунктов наблюдений за уровнем Берингова моря в настоящее время.

ского до м. Дежнева (см. табл. 24.1, рис. 24.1). Работы эти сопровождались детальным обследованием ряда бухт и изучением уровенного режима отдельных районов при помощи самописцев. В целом первые наблюдения за уровнем не отличались особой продолжительностью, качество их, как правило, было довольно низким. Но все-таки эти наблюдения позволяли в какой-то степени судить о приливных явлениях, что было весьма важно для плавания в малоизученных районах Берингова моря.

В настоящее время на побережье Берингова моря действует 8 отечественных уровенных постов, находящихся в ведении Колымского, Камчатского и Певекского УГМС. По зарубежному побережью имеются сведения только о 3-х пунктах, расположенных на островах Алеутской гряды (рис. 24.2). По сравнению с другими дальневосточными морями Беринговo море хуже всех освещено наблюдениями за уровнем моря. Огромные участки морского побережья не имеют стационарных пунктов наблюдений. Основными препятствиями на пути развития сети систематических наблюдений за уровнем являются редкая сеть населенных пунктов, суровые природные условия, сложная ледовая обстановка у побережья. Пункты наблюдений за уровнем моря расположены крайне неравномерно. Наиболее хорошо освещены наблюдениями Анадырский залив (4 уровенных поста) и южная островная часть моря.

Все пункты наблюдений Берингова моря оборудованы самописцами. Период наблюдений на большинстве уровенных постов не превышает в среднем 30—40 лет по 1988 г. включительно.

Самые ранние отечественные стационарные наблюдения за уровнем моря были организованы в бух. Провидения и на о. Ратманова (1944 г.). С 1947 г. начал свою работу уровнемерный пост в Эгвекиноте, а с 1949 г. ведутся наблюдения за уровнем в бух. Угольной. С середины 60-х годов к стационарным наблюдениям за уровнем приступили посты на о. Беринга, в Усть-Камчатске, бух. Лаврова, Анадыре. Практически на всех уровенных постах в начальный период наблюдения за уровнем моря осуществлялись в 4 срока по уровнемерным рейкам. В связи с этим результаты наблюдений в первые годы работы большинства пунктов были неудовлетворительны и часто браковались. В целом ни в одном из пунктов, кроме бух. Провидения, наблюдения за уровнем моря нельзя считать удовлетворительными, поскольку имели место продолжительные перерывы в наблюдениях, исчисляемые годами, а также частые смены нулей постов. Плохое качество наблюдений связано с суровыми погодными и ледовыми условиями, что обусловливало частое замерзание колодцев мареографных установок, повреждение уровнемерных реек штормовыми волнами и подвижками льда. Например, в с. Никольском (о. Беринга) самописец требует дополнительного устройства для устранения влияния на запись ветровых волн и зыби. В бух. Лаврова низкое качество и частые перерывы в наблюдениях связаны с тем, что мареографная установка не защищена от напора морских льдов, под воздействием которых колодец имеет наклон 10°. Работа и существование установки всецело зависят от ледовых условий. Полученные за весь период наблюдений данные о колебаниях уровня моря требуют тщательного критического анализа, поскольку за время работы поста не было надежной высотной привязки. Все репера и уровнемерные установки расположены на песчаной косе, поэтому высотные отметки часто изменяются.

Во многих пунктах Берингова моря контрольные уровнемерные рейки установлены в колодцах мареографа. В том случае, когда подводящая труба колодца засоряется, рейка аналогично самописцу будет давать неверные показания, и, следовательно, контроль работы мареографа производить по ней нельзя.

Все отмеченные недостатки наблюдений несомненно создают значительные сложности при исследовании колебаний уровня Берингова моря. В связи с этим в некоторых пунктах имеются периоды наблюдений, где уровни моря были искусственно приведены к единому нулю поста путем сравнения их с надежными наблюдениями других станций. Большинство пунктов Берингова моря, в которых производились наблюдения за уровнем моря, имеют условные высотные отметки, при которых нули постов закреплены местными реперами. Лишь начиная с 1964 г. в Эгвекиноте, а с 1985 г. в бух. Угольной, Анадыре перешли к единой системе отсчета уровня моря — Главной Высотной Основе СССР 1977 г. (ГВО СССР, 1977). Сведения о высотной основе уровенных постов, действующих в настоящее время, приведены в табл. 24.2.

Таблица 24.2

Высотная основа уровенных постов Берингова моря

Пункт наблюдений	Условная отметка нуля поста, м	Номер основного репера, относительно которого отсчитывается нуль поста	Превышение нулей постов над реперами в ГВО СССР 1977 г., м
о. Ратманова	−8,358	2	—
	−38,633	12	—
бух. Провидения	−17,973	1	−20,793
Эгвекинот	−2,944	1385	−1,966
Анадырь	−12,892	46	−12,067
бух. Угольная	−11,692	„Гипрогор"	−10,746
бух. Лаврова	−4,560	1	—
Усть-Камчатск	−7,462	50	−5,616
с. Никольское	−7,724	3	−5,082

25. Средний уровень моря

25.1. Многолетние и межгодовые колебания уровня

Изменение средних годовых уровней во времени (многолетний ход) можно рассматривать как сумму случайных колебаний, периодических изменений и линейной тенденции (тренда). Наибольший интерес среди указанных колебаний представляют линейные однонаправленные тенденции, главными причинами которых являются эвстатическое повышение уровня Мирового океана, вызванное таянием льдов и уменьшением океанских впадин за счет накопления в них донных отложений, тепловое расширение Земли и океанской воды, а также тектонические смещения земной коры, проявляющиеся в вертикальных движениях берегов и обусловливающие кажущиеся изменения уровня моря.

Для выделения из многолетних колебаний уровня Берингова моря однонаправленных тенденций использовалась методика В. А. Зенина [19, 39], которая позволяет с помощью линейного регрессионного анализа оценить величину и знак скорости изменения уровня. Результаты расчетов, представленные в табл. 25.1, свидетельствуют о том, что на преобладающей части рассматриваемой акватории Берингова моря скорости линейных трендов уровня близки к общепринятым значениям скоростей эвстатических повышений уровня и, согласно [21, 23, 28, 52], составляют около 1,2—1,5 мм/год. Исключением является Анадырский залив, в котором скорости вековых изменений уровня моря почти вдвое превышают скорости его эвстатических изменений. Однако из этого не следует делать заключение о тектонических процессах, происходящих в отмеченном районе. По-видимому, указанный факт обусловлен существенным влиянием на средние годовые уровни колебаний стока р. Анадыря. В целом же напрашивается вывод об относительной стабильности уровня у отечественного побережья Берингова моря и Алеутской гряды.

Таблица 25.1

Средние скорости многолетних изменений уровня Берингова моря c и их средние квадратические отклонения $\pm\delta_c$, мм/год

Пункт	Период наблюдений, годы	c	$\pm\delta_c$
о. Ратманова	1944—1982	+1,6	0,5
бух. Провидения	1944—1986	+2,3	0,6
Анадырь	1959—1986	+4,5	1,6
Эгвекинот	1956—1986	+2,3	0,7
бух. Угольная	1949—1986	+2,8	0,6
бух. Убиенная (Массакер), о. Атту	1943—1972	+1,8	0,9
бух. Суипер, о. Адах	1943—1974	+1,7	0,9

Анализ стандартных отклонений рядов многолетних колебаний уровня позволил определить, что преобладающая часть акватории Берингова моря характеризуется практически одинаковой изменчивостью среднего уровня ($\delta = \pm 5{,}3...5{,}7$ см). На фоне указанной изменчивости выделяются только предустьевые районы с повышенными значениями (Анадырь, где $\delta = \pm 6{,}8$ см, и Усть-Камчатск, где $\delta = \pm 7$ см), а также крайняя северная часть моря, прилегающая к Берингову проливу, где стандартные отклонения среднего многолетнего уровня несколько ниже ($\delta = \pm 4{,}5$ см).

Максимальное значение межгодовых изменений среднего уровня моря, по имеющимся данным, на преобладающей части Берингова моря составляет 20—25 см (рис. 25.1). Отчетливо выраженная синхронность в многолетнем ходе уровня прослеживается лишь в районе Анадырского залива (бух. Провидения, Эгвекинот, Анадырь, бух. Угольная), который относительно однороден по уровенному режиму. На большей же части акватории Берингова моря максимальные и минимальные значения средних годовых уровней не имеют четко выраженной синхронности и наблюдаются в разные годы, что, по-видимому, связано с местными особенностями климатических и ледовых условий.

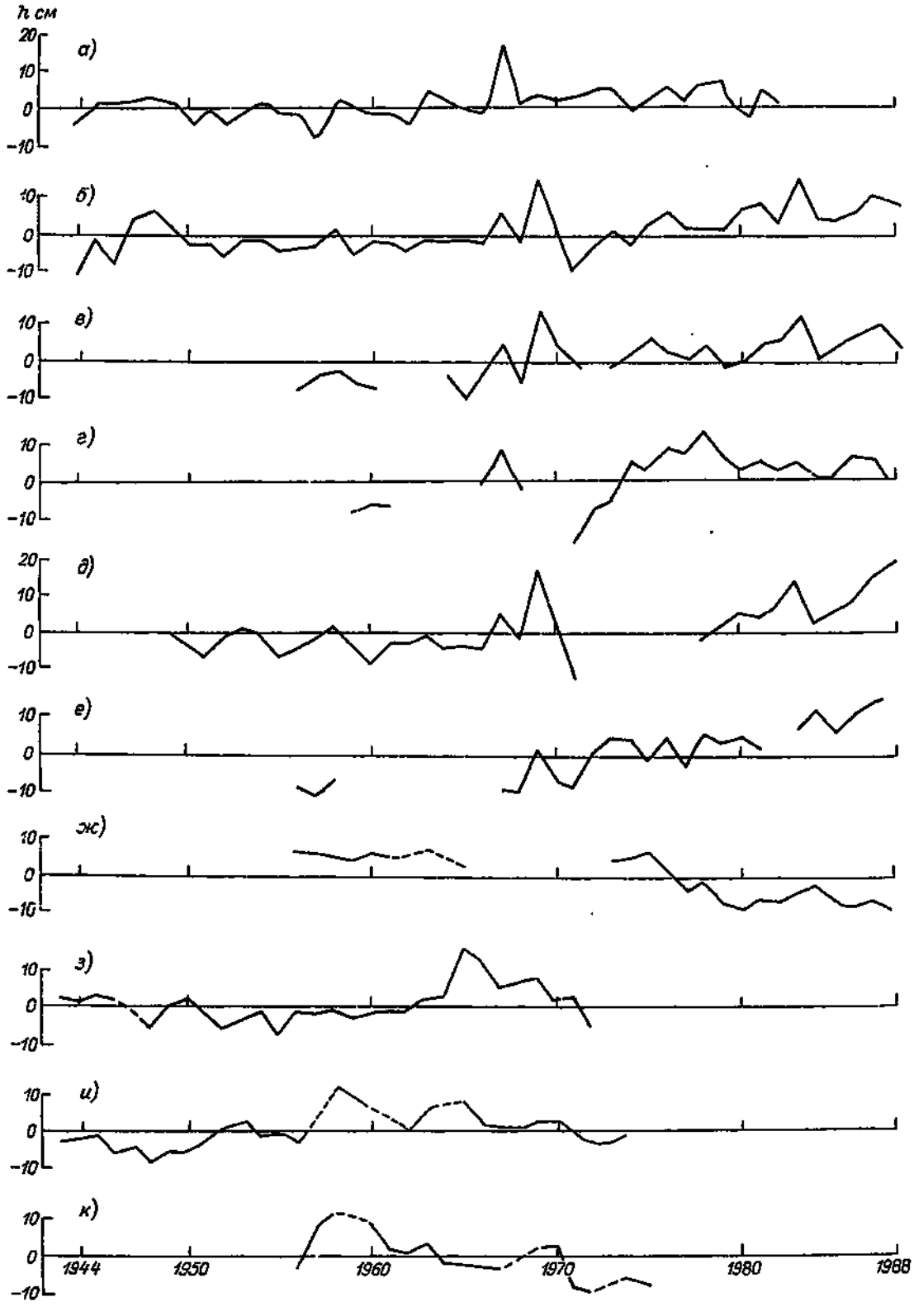


Рис. 25.1. Многолетний ход среднего уровня (относительно среднего многолетнего) в отдельных пунктах Берингова моря.

а — о. Ратманова; *б* — бух. Провидения; *в* — Эгвекинот; *г* — Анадырь; *д* — бух. Угольная; *е* — Усть-Камчатск; *ж* — с. Никольское (о. Беринга); *з* — бух. Убиенная (Массакер) (о. Атту); *и* — бух. Суипер (о. Адак); *к* — Датч-Харбор (о. Уналашка).

Пунктирной линией нанесены восстановленные значения.

25.2. Сезонные колебания уровня

Для анализа сезонных колебаний уровня Берингова моря и выявления факторов, формирующих указанные колебания, использовались ряды средних месячных многолетних значений уровня моря, приземного атмосферного давления в 11 пунктах побережья за периоды, указанные в табл. 25.2. Кроме того, для отдельных пунктов были вычислены средние месячные многолетние

Таблица 25.2

Периоды наблюдений и средние месячные многолетние значения гидрометеорологических элементов в пунктах Берингова моря

Пункт	Элемент	Период, годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
о. Ратманова	H	1944—1986	90	84	81	82	87	93	95	99	101	105	101	94
	p	1880—1972	1013	1013	1013	1013	1014	1013	1012	1010	1010	1009	1010	1010
бух. Провидения	H	1944—1986	135	131	126	123	122	122	124	127	130	136	138	138
	p	1880—1972	1013	1017	1018	1017	1014	1013	1011	1010	1011	1010	1010	1009
Эгвекинот	H	1956—1960, 1965—1986	515	510	505	501	504	510	515	515	513	512	517	519
	p	1880—1972	1013	1013	1013	1019	1014	1013	1011	1010	1011	1011	1011	1012
	δ_t	1967—1986	27,2	27,3	27,6	27,5	23,6	13,8	19,5	21,9	23,4	26,1	26,8	26,9
Анадырь	H	1959—1986	524	518	509	504	511	527	514	513	513	510	518	522
	p	1880—1972	1013	1013	1013	1013	1013	1012	1010	1010	1011	1011	1010	1011
	δ_t	1972—1986	17,4	15,6	15,6	16,2	12,3	2,7	4,0	6,3	7,1	13,3	19,2	19,4
	Q	1958—1975	41	29	24	23	327	5234	3023	1440	1248	411	127	68
бух. Угольная	H	1949—1971, 1978—1986	514	510	503	498	499	501	502	507	510	515	518	517
	p	1880—1972	1010	1016	1016	1017	1014	1012	1010	1010	1011	1010	1007	1008
	δ_t	1966—1986	26,2	26,2	25,8	24,9	20,0	18,8	18,9	21,7	21,9	23,4	26,0	27,0
бух. Лаврова	H	1967—1968, 1975—1981, 1986	217	209	203	197	197	200	200	202	203	206	212	214
	p	1880—1972	1008	1015	1014	1016	1013	1011	1009	1010	1011	1010	1009	1008
Усть-Камчатск	H	1956—1958, 1967—1986	143	138	132	127	136	150	150	135	133	137	141	144
	p	1967—1978	1004	1007	1008	1012	1012	1011	1010	1009	1010	1009	1005	1003
	δ_t	1967—1978	26,0	26,1	25,7	23,6	21,9	17,9	16,1	18,9	21,4	23,6	25,1	25,6
	Q	1967—1978	516	489	484	560	1149	1969	2091	1277	982	884	552	536
Никольское (о. Беринга)	H	1953—1969, 1973—1986	194	186	184	184	186	186	188	191	190	190	193	193
	p	1880—1972	1005	1010	1012	1014	1011	1011	1010	1011	1011	1010	1007	1005
	δ_t	1956—1978	26,4	26,3	26,2	26,2	25,9	25,4	25,3	25,1	25,1	25,5	26,0	26,2
бух. Убиенная (Массакер) (о. Атту)	H	1943—1972	707	706	699	695	697	697	699	702	703	703	706	707
	p	1880—1972	1002	1006	1008	1012	1011	1011	1011	1012	1010	1009	1006	1001
бух. Суипер (о. Адах)	H	1943—1974	708	707	701	696	698	697	696	699	701	702	707	709
	p	1880—1972	1000	1003	1006	1010	1009	1010	1013	1012	1009	1008	1003	999
Датч-Харбор (о. Уналашка)	H	1956—1975	706	706	698	695	696	697	695	697	703	703	706	709
	p	1880—1972	1004	1004	1008	1010	1008	1012	1014	1012	1009	1005	1003	1000

Примечание. H — уровень моря над нулем поста данного пункта, см; δ_t — условная плотность морской воды; p — приземное атмосферное давление, гПа; Q — расход рек, м^3/с.

Таблица 25.3

Экстремальные отклонения средних месячных значений уровня от среднего многолетнего значения в пунктах Берингова моря по данным наблюдений

Пункт	Отклонение, см		Пункт	Отклонение, см	
	ниже среднего уровня моря	выше среднего уровня моря		ниже среднего уровня моря	выше среднего уровня моря
о. Ратманова	37	55	Усть-Камчатск	24	30
бух. Провидения	28	33	Никольское (о. Беринга)	20	20
Эгвекинот	20	21	бух. Убиенная (Массакер)	23	21
Анадырь	26	45	(о. Атту)		
бух. Угольная	24	37	бух. Суипер (о. Адах)	21	22
бух. Лаврова	20	25	Датч-Харбор (о. Уналашка)	18	29

значения условной плотности морской воды, а также расходы рек Камчатки и Анадыря. При этом приземное атмосферное давление снималось с месячных карт, приведенных в [46]. Средние многолетние расходы рек рассчитывались по данным, опубликованным в сборниках Колымского и Камчатского УГМС „Основные гидрологические характеристики", т. 19 (Северо-Восток) и т. 20 (Камчатка). Следует отметить, что в большинстве пунктов наблюдений ряды средних месячных значений уровня моря имеют пропуски, исчисляемые в отдельные периоды не только несколькими месяцами, а годами. Поэтому в ряде пунктов недостающие значения средних уровней восстанавливались по уравнениям связи с колебаниями уровня в близлежащих пунктах, в которых имеются надежные продолжительные непрерывные ряды наблюдений. Так, недостающие значения средних месячных и средних годовых уровней в пунктах, расположенных на побережье Анадырского залива (бух. Угольная, Анадырь, Эгвекинот), были восстановлены по уравнениям связи уровней в указанных пунктах с уровнем в бух. Провидения, выбранным за опорный. О надежности восстановленных значений можно судить по характеристикам связи. К примеру, связь между средними месячными уровнями в бухтах Угольной и Провидения определяется соотношением (уравнением регрессии) $h_У = 0{,}97h_П + 381$ при значении коэффициента корреляции $r = 0{,}89$. Ошибка составляет $\delta = \pm 5$ см. Параметр качества

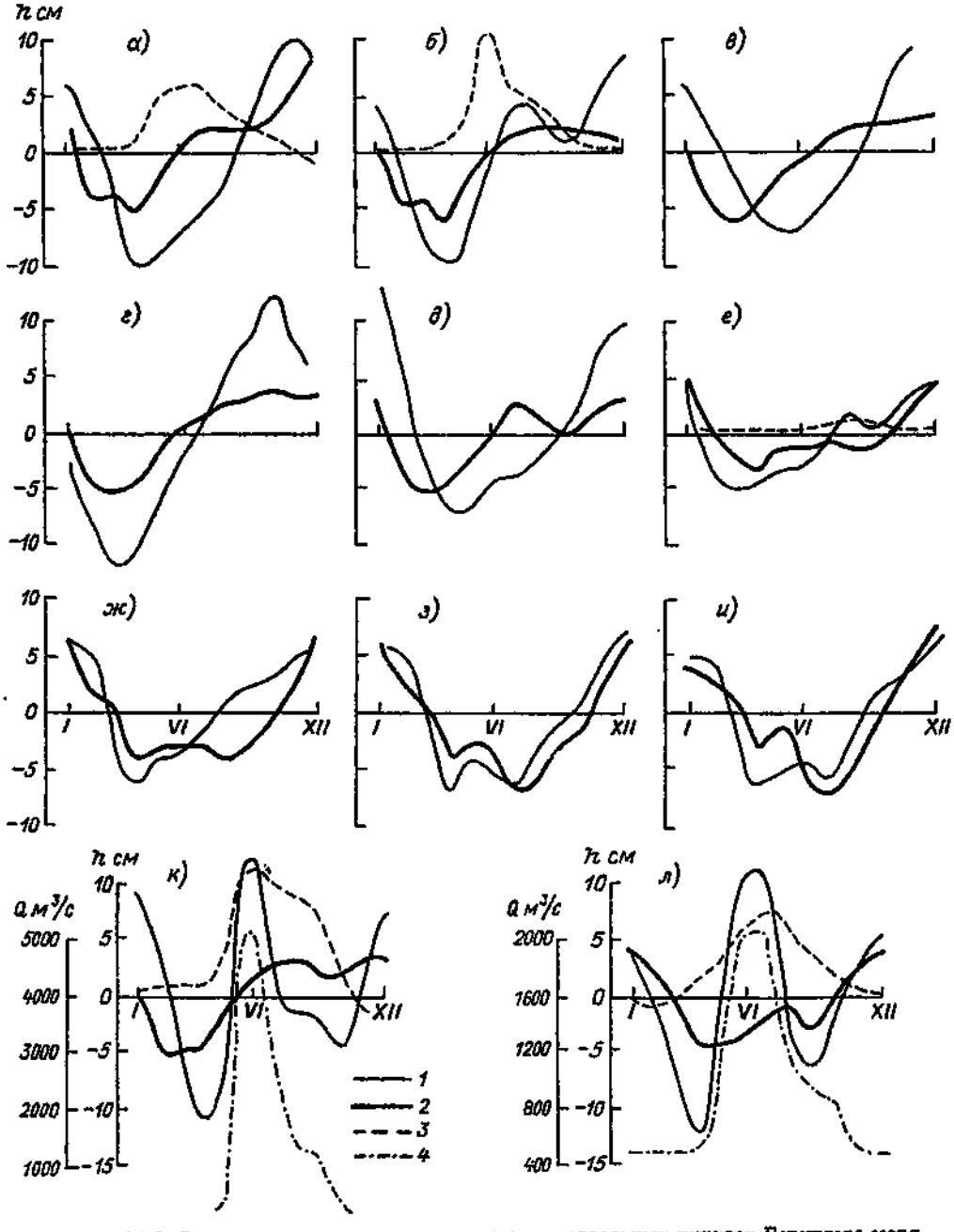


Рис. 25.2. Сезонные изменения среднего уровня в отдельных пунктах Берингова моря.

а — бух. Угольная; *б* — Эгвекинот; *в* — бух. Провидения; *г* — о. Ратманова; *д* — бух. Лаврова; *е* — с. Никольское; *ж* — бух. Убиенная (Массакер); *з* — бух. Суппер; *и* — Датч-Харбор; *к* — Анадырь; *л* — Усть-Камчатск. *1* — наблюденный уровень моря; *2* — статические изменения среднего уровня; *3* — стерические изменения среднего уровня; *4* — расходы *Q* рек Анадыря и Камчатки.

расчета $\varepsilon = 0{,}40$. В практике гидрометеорологических расчетов и прогнозов можно считать их вполне удовлетворительными, если $\varepsilon \leq 0{,}67$. Следовательно, рассчитанные средние месячные уровни в бух. Угольной достаточно надежны. Аналогичное уравнение регрессии между средними месячными уровнями в Эгвекиноте и бух. Провидения имеет вид $h_Э = 0{,}77 h_П + 410$, $r = 0{,}82$, ошибка $\delta = \pm 6$ см, $\varepsilon = 0{,}60$.

По взаимной связи между средними месячными уровнями пунктов бух. Убиенная (Массакер) и бух. Суипер восстановлены недостающие значения уровней в отмеченных пунктах Алеутской гряды.

В ряду длиннопериодных колебаний уровня моря внутригодовые (сезонные) колебания обладают наибольшими вариациями. Согласно табл. 25.3, изменения средних месячных уровней в большинстве районов Берингова моря составляют 40—50 см. В Анадырском заливе под воздействием сезонной изменчивости стока р. Анадыря указанные значения могут доходить до 70 см, а в северной части моря, прилегающей к Берингову проливу (о. Ратманова), — почти до 1 м.

В целом для преобладающей части рассматриваемой акватории Берингова моря характерен ярко выраженный сезонный ход изменений среднего уровня (рис. 25.2) с максимумом в декабре—январе и минимумом в апреле—мае. Несколько сложнее внутригодовой ход среднего уровня в Эгвекиноте, где, кроме зимнего максимума, наблюдается небольшой максимум в летний период, причиной которого служит, по-видимому, подъем уровня в период весенне-летнего половодья р. Анадыря. Среднее значение сезонных колебаний уровня с указанным выше ходом варьирует от 10 см на юге до 20—25 см в северной части моря.

Совершенно иной характер сезонной изменчивости уровня по сравнению с другими районами Берингова моря имеют предустьевые области: Анадырский лиман, Камчатский залив (рис. 25.2 *к*, *л*). Колебания стока рек Анадыря и Камчатки создают здесь свои особенности, отражающиеся на внутригодовой изменчивости уровня. Кроме зимнего максимума, характерного для всей акватории моря, в этих районах наблюдается резко выраженный максимум уровня, совпадающий с весенне-летним половодьем и обусловленный как увеличением объема воды за счет резкого увеличения стока рек, так и за счет уменьшения плотности морской воды, вызванного ее опреснением. Кроме весеннего минимума, наблюдающегося повсеместно во всех районах моря, в сезонном ходе уровня предустьевых районов имеет место второй минимум, приходящийся на осенние месяцы и вызванный уменьшением объема стока рек после весеннего половодья. Среднее значение годового хода уровня достигает 25 см.

Выясним основные причины, вызывающие сезонную изменчивость среднего уровня Берингова моря, за исключением предустьевых районов, где доминирующее влияние оказывает колебание речного стока. Из рис. 25.2 следует, что вариации плотности морской воды не могут определять сезонные колебания уровня, поскольку ход стерического уровня, рассчитанного по условной плотности морской воды согласно [36], находится в противофазе с фактическим ходом среднего уровня моря.

Одним из главных факторов, определяющих сезонные колебания уровня Берингова моря, служит сезонная изменчивость поля атмосферного давления над исследуемой акваторией, благодаря чему уровень изменяется в соответствии с законом „обратного барометра".

Однако если в южной части моря вариации атмосферного давления практически полностью определяют сезонный ход уровня, то в северной части, кроме атмосферного давления, которое определяет здесь около 50 % суммарного значения сезонных колебаний уровня, существуют и другие факторы, участвующие в этом процессе. К ним можно отнести сезонные изменения водообмена Берингова моря с Тихим океаном и сгонно-нагонные эффекты. При этом первопричиной указанных явлений снова являются вариации поля атмосферного давления.

В зимнее время вся акватория Берингова моря находится под влиянием алеутской депрессии, в которую часто поступают приходящие южные циклоны. Летом же над Беринговым морем и прилегающим побережьем Азии распространяется гребень тихоокеанского антициклона (рис. 25.3). Вследствие этого исследуемый район подвержен сезонной

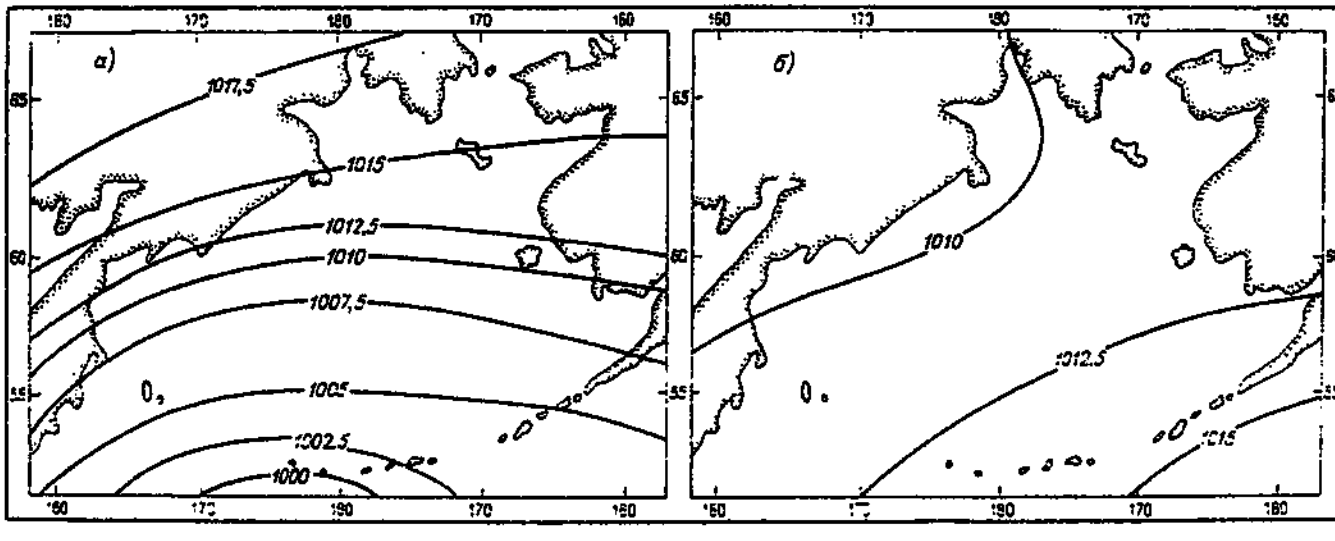


Рис. 25.3. Карты средних многолетних полей приземного атмосферного давления на уровне моря (гПа) в январе (*а*) и июле (*б*) (период осреднения 1880—1972 гг.).

смене ветров. В холодный период года преобладают северные и северо-восточные ветры, благоприятствующие нагонам воды у западного побережья моря, за счет чего средний уровень повышается. В теплый период происходит смена ветров на юго-западные, что способствует формированию сгонов у отечественного побережья и как следствие понижению среднего уровня моря.

Расположение центра алеутской депрессии в зимний период вблизи Алеутских островов (см. рис. 25.3) благоприятствует формированию уклона уровенной поверхности Берингова моря: возвышения в южной части и понижения к северу, что в свою очередь создает условия для усиленного поступления тихоокеанских вод через проливы Алеутской гряды и, следовательно, общего подъема среднего уровня моря в зимний период. Ослабление алеутской депрессии весной и смена барического поля на антициклоническое в теплый период года приводят к уменьшению уклона уровня, а в дальнейшем к его исчезновению. Соответственно уменьшается поступление тихоокеанских вод, средний уровень Берингова моря понижается. Особенно заметно это явление в центральных и северных районах моря (см. рис. 25.2).

26. Режимно-статистическая характеристика экстремальных уровней моря

26.1. Экстремальные наблюденные уровни моря

Экстремальные уровни определяются сочетанием главным образом приливных и сгонно-нагонных колебаний. В предустьевых зонах существенную роль в процессе формирования экстремальных уровней играют также колебания стока рек. При достижении таких уровней возникает опасность затопления прибрежных районов, угроза разрушения народнохозяйственных объектов, расположенных вблизи берега. Вышесказанное подтверждается рядом конкретных примеров. 8—10 декабря 1950 г. в районе пос. Анадырь на фазе полной воды при ураганном ветре 30—40 м/с нагонными водами затопило склады и дома, построенные на берегу. 18—19 октября 1961 г. в районе пос. Анадырь под действием ураганного ветра уровень воды в лимане поднялся на 1,5 м выше своего невозмущенного состояния. Под напором воды и льда был поврежден пирс Анадырского морского порта, разбито о причал 3 баржи, из-за поднятия уровня на второй рыббазе льдом полностью снесен причал, смыта часть грузов. 21 ноября 1982 г. возникла катастрофическая ситуация в Анадырском заливе. В результате сильного урагана в Анадырском лимане вода поднялась на 2 м выше своего среднего положения. При этом была затоплена и вышла из строя городская электростанция. Ущерб составил около 14 млн руб.

Все перечисленные примеры свидетельствуют о том, что знание режима экстремальных уровней крайне важно для обеспечения безопасности народнохозяйственных объектов, нормальной работы торгового и рыболовного флотов, при строительстве прибрежных гидротехнических сооружений.

Из-за отсутствия данных по экстремальным уровням в зарубежных водах ограничимся в дальнейшем лишь отечественным побережьем. Согласно имеющимся наблюдениям, на преобладающей части акватории Берингова моря, омывающей Азиатский континент, максимальные отклонения уровня выше и ниже среднего изменяются в пределах 1,1—1,4 м. Исключение составляет Анадырский залив, в котором максимальные понижения уровня моря составляют 2 м, в то время как максимальные его повышения могут достигать 2,4—2,5 м (рис. 26.1, табл. 26.1). Значительные колебания уровня в указанном районе обусловлены большими величинами приливов и штормовых нагонов, а также влиянием стока р. Анадыря. Наблюдения свидетельствуют о том, что наибольшая повторяемость максимальных уровней приходится на осенне-зимний период, что связано главным образом с развитием активного циклогенеза над всеми дальневосточными морями.

Наиболее значительные подъемы уровня моря формируются сильными штормовыми явлениями и имеют место в северной части моря (о. Ратманова) в октябре—ноябре, в Анадырском заливе — в ноябре, в южной части моря (Усть-Камчатске,

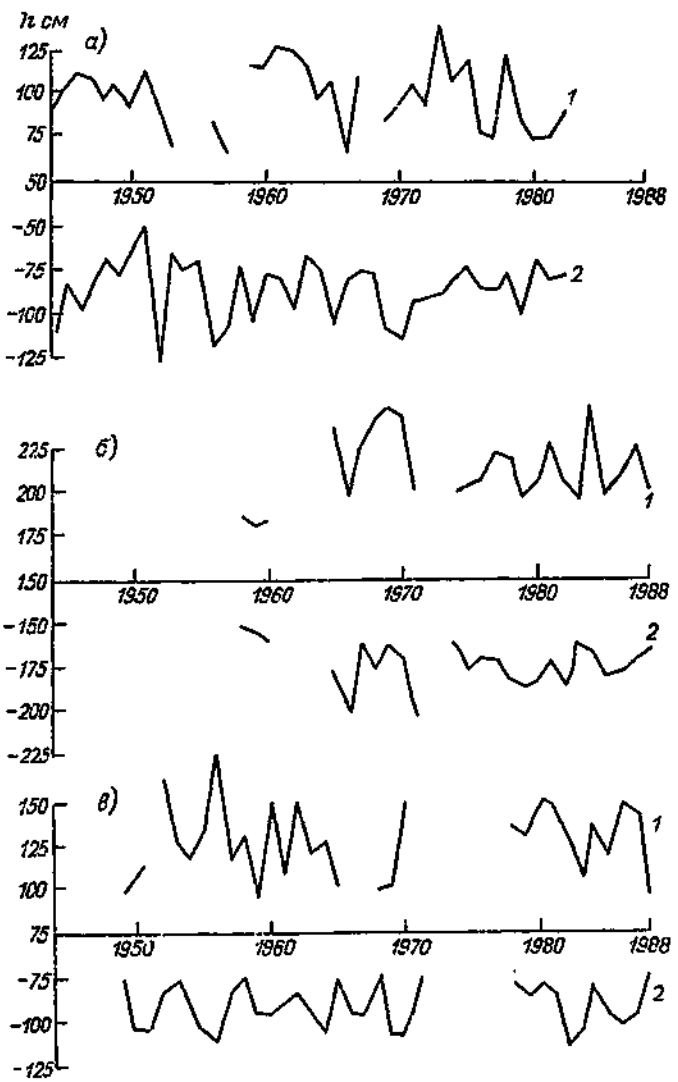


Рис. 26.1. Максимальные (*1*) и минимальные (*2*) годовые отклонения уровня от соответствующих средних годовых значений в отдельных пунктах Берингова моря.

а — о. Ратманова; *б* — Эгвекинот; *в* — бух. Угольная.

Таблица 26.1

Повторяемость (%) максимальных (числитель) и минимальных (знаменатель) годовых уровней в пунктах Берингова моря по месяцам

Пункт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
о. Ратманова	3 / 22	5 / 15	— / 12	— / 15	3 / 5	— / 3	3 / 5	16 / —	5 / —	33 / 3	27 / 10	5 / 10
бух. Провидения	27 / 20	6 / 10	3 / 7	— / 12	— / 5	3 / —	— / 3	5 / 10	8 / —	19 / 15	19 / 15	9 / 3
Эгвекинот	24 / 9	— / 4	— / 13	3 / 9	— / 9	—	6 / —	— / 8	17 / 17	— / 9	32 / 22	18 / —
Анадырь	—	—	— / 7	—	—	7 / —	14 / —	— / 7	7 / 7	21 / 43	37 / 29	14 / 7
бух. Угольная	30 / 7	5 / 17	— / 10	— / 17	— / 10	—	— / 10	— / 2	10 / —	10 / 10	35 / 10	10 / 7
Усть-Камчатск	27 / 8	14 / 15	5 / 8	— / 45	— / 4	5 / —	—	—	—	13 / —	18 / 12	18 / 8
Никольское (о. Беринга)	33 / 7	—	5 / —	— / 7	5 / 17	— / 28	5 / 10	—	—	—	9 / 7	33 / 24

с. Никольском) — в декабре—январе. Следует отметить, что ледовый режим не оказывает заметного влияния на время появления и максимальные повышения уровня. Так, в Анадырском заливе средний срок окончательного замерзания воды приходится на начало ноября (Эгвекинот) — середину декабря (бух. Угольная). Однако наибольшая повторяемость и значения максимальных отклонений уровня отмечаются в ноябре и январе. Аналогичная ситуация характерна и для большинства других районов отечественного побережья Берингова моря. По-видимому, это связано с эластичностью ледового покрова, который способен совершать колебательные движения вслед за изменениями уровня моря. Так, известно, что отклик уровня моря на перепады атмосферного давления при наличии ледяного покрова практически идентичен отклику уровня в безледный период.

В отличие от максимальных уровней, в повторяемости минимальных годовых уровней Берингова моря не обнаруживается отчетливо выраженного сезонного хода. На различных участках побережья минимальные уровни могут формироваться в разные месяцы, что, по-видимому, зависит от физико-географического расположения района, от ледовых условий, стока рек. На севере моря (о. Ратманова) наибольшая повторяемость минимальных уровней приходится на зимне-весенний период, когда акватория указанного района полностью покрыта льдом.

На преобладающей части Анадырского залива минимальные уровни наиболее часто наблюдаются в осенне-зимний период и связаны со сгонными явлениями во время сильных штормов и с уменьшением стока р. Анадыря.

В южной части моря (с. Никольское) выделить какой-либо характерный период с наибольшей повторяемостью минимумов невозможно.

26.2. Расчетные уровни редкой повторяемости

Для практических целей наибольший интерес представляют экстремальные уровни редкой повторяемости. Однако ряды годовых экстремумов уровня Берингова моря по своей продолжительности не превышают нескольких десятков лет, и получить значения максимальных и минимальных уровней повторяемостью один раз в 50, 100 лет и далее по таким коротким выборкам естественно невозможно. Поэтому возникает необходимость аппроксимации эмпирической кривой распределения максимумов, построенной по имеющемуся ряду годовых экстремумов, теоретической функцией распределения, при помощи которой можно экстраполировать эмпирическую кривую в область редких повторяемостей.

Для решения этой задачи использован метод, основанный на статистическом анализе годовых экстремумов уровня моря, подробно изложенный в [10, 15, 32, 39].

Метод базируется на асимптотической теории экстремальных значений и состоит из следующих этапов [10]:

а) исключение однонаправленных тенденций (тренда) из рядов экстремальных уровней;

б) учет нерепрезентативности рядов экстремальных уровней путем совместного анализа рядов для пунктов, расположенных в одном районе (определение однородности выборок посредством критерия однородности и построения региональной эмпирической функции распределения, которая отражает главные особенности, присущие индивидуальным кривым обеспеченности экстремумов);

в) аппроксимация и экстраполяция региональной эмпирической функции распределения теоретической функцией на основе оценок параметров первого предельного распределения экстремумов;

г) вычисление максимальных отметок уровня и оценка их точности.

Пункты и характеристика рядов наблюдений, по которым выполнены расчеты, приведены в табл. 26.2. Существенную трудность для получения оценок экстремальных уровней редкой повторяемости представляло отсутствие в большинстве пунктов достаточно длинных рядов, частые перерывы в наблюдениях. Исходя из характеристики используемого материала, можно сделать вывод, что максимальная длина рядов не превышала 42 года (бух. Провидения). Следует также обратить внимание на то, что, за исключением отдельных пунктов, где производились ежечасные наблюдения, почти повсеместно ряды наблюдений неодно-

Таблица 26.2

Периоды и дискретность рядов наблюдений за уровнем в пунктах Берингова моря, используемых для расчета экстремальных уровней редкой повторяемости

Пункт наблюдений	Период наблюдений, годы	Наблюдения		Δh_{max} см	Δh_{min} см
		4-срочные	ежечасные		
с. Ратманова	1944—1982	17	22	184	-124
бух. Провидения	1944—1971, 1973—1986	—	42	144	-149
Эгвекинот	1956, 1958—1960, 1965—1971, 1974—1986	5	19	248	-202
бух. Угольная	1949—1971, 1979—1986	—	30	176	-110
Анадырь	1972—1986	10	5	243	-195
бух. Лаврова	1967—1968, 1975—1980, 1985—1986	10	—	126	-140
Никольское	1950—1960, 1963, 1973—1986	9	11	143	-136
Усть-Камчатск	1968—1986	—	19	112	-145

Примечание. Δh_{max} и Δh_{min} — максимальные отклонения уровня соответственно выше и ниже среднего уровня моря.

родны: в различные годы имели место как ежечасные, так и срочные наблюдения. Наличие срочных наблюдений, безусловно, сказывается на экстремальных уровнях моря, в какой-то степени исключая их истинные значения, а следовательно, понижая их достоверность. Из 8 пунктов отечественного побережья Берингова моря региональную функцию распределения экстремумов удалось построить только для Анадырского залива по однородным выборкам годовых экстремумов уровня в пунктах бух. Провидения, Эгвекинот и бух. Угольная (рис. 26.2). С целью исключения влияния тренда на значения экстремумов использовались ряды отклонений максимальных и минимальных годовых высот уровня моря от средних годовых значений. Для о. Ратманова, с. Никольского, Усть-Камчатска получены индивидуальные функции распределения экстремумов. Хотя Анадырь расположен в Анадырском заливе, однако уровенный режим указанного пункта несколько отличается от уровенного режима в других пунктах, расположенных в этом же районе. Это своеобразный пункт, находящийся в предустьевой области в мелководном Анадырском лимане, вследствие чего для него отдельно строилась индивидуальная функция распределения экстремумов.

Проектировщикам, как правило, необходимы не отклонения уровня от среднего его положения, а экстремальные высоты уровня моря редкой повторяемости относительно нуля поста данного пункта, которые рассчитываются по формуле

$$H_p = \overline{H}_{экстр} + h_p \pm \delta(h_p), \qquad (26.1)$$

где $\overline{H}_{экстр}$ — наибольшая (для максимумов) либо наименьшая (для минимумов) из средних годовых высот уровня, имевшая место в многолетнем ряду наблюдений; h_p — экстремальное отклонение уровня от среднего заданной вероятности превышения; $\delta(h_p)$ — ошибка определения h_p (доверительный интервал).

Учитывая это, в табл. 26.3 и 26.4, где представлены окончательные результаты расчетов, совместно с экстремальными отклонениями уровня моря в скобках приводятся соответствующие его высоты, полученные по формуле (26.1). Высоты уровней, за исключением отдельных пунктов, вычислены в ГВО СССР, 1977 г. В [50] рекомендуется за оптимальный период повторяемости, на который мож-

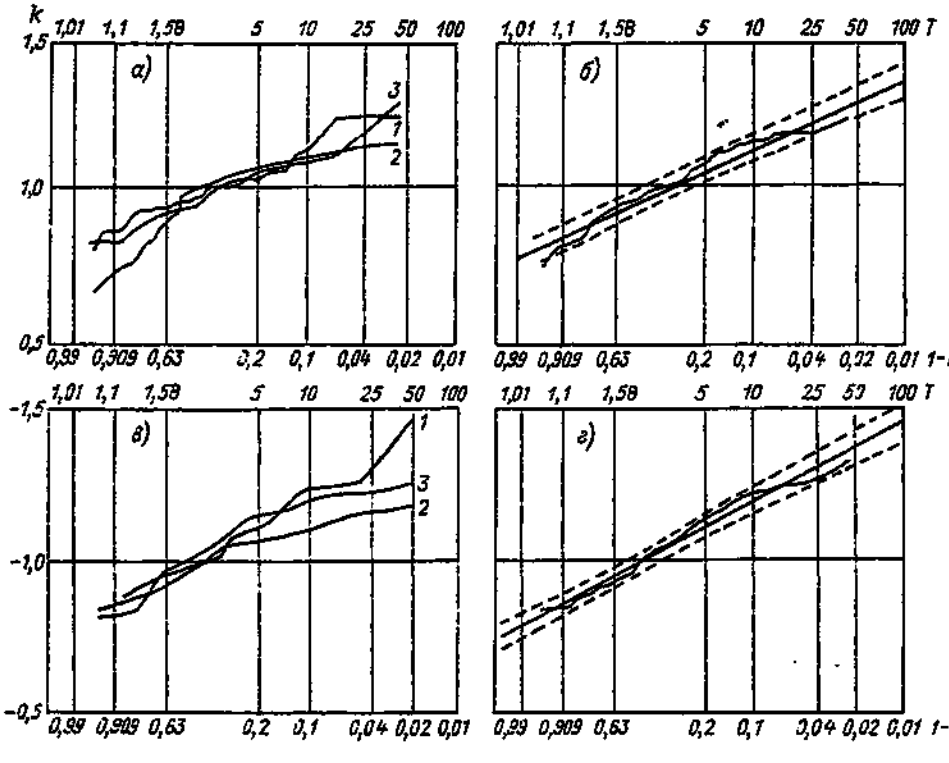


Рис. 26.2. Безразмерные кривые обеспеченности максимальных (*а*, *б*) и минимальных (*в*, *г*) годовых отклонений уровня в Анадырском заливе.

а, *в* — индивидуальные кривые обеспеченности: *1* — бух. Провидения, *2* — Эгвекинот, *3* — бух. Угольная; *б*, *г* — региональная функция распределения, аппроксимированная первым предельным распределением максимумов; пунктирными линиями изображены доверительные интервалы, соответствующие 68 %-ной доверительной вероятности.

k — безразмерные значения уровня моря; 1 - *P* — обеспеченность; *T* — период повторяемости, годы.

Таблица 26.3

Наибольшие отклонения уровня выше среднего h_p редкой повторяемости (числитель) и доверительный интервал $\delta(h_p)$ (знаменатель) для пунктов Берингова моря, см

Пункт наблюдений	$1-P$				
	0,20	0,10	0,04	0,02	0,01
	T = 5 лет	T = 10 лет	T = 25 лет	T = 50 лет	T = 100 лет
о. Ратманова*	112 (221)	124 (233)	138 (247)	149 (258)	160 (269)
	±4	±6	±8	±9	±12
бух. Провидения*	122 (266)	131 (275)	141 (285)	149 (293)	157 (301)
	±3	±4	±6	±8	±9
Эгвекинот	231 (698)	247 (714)	267 (734)	282 (749)	297 (764)
	±6	±8	±12	±14	±17
бух. Угольная	143 (582)	153 (592)	166 (605)	175 (614)	184 (623)
	±4	±5	±7	±9	±10
Анадырь	178 (631)	205 (658)	238 (691)	263 (716)	—
	±17	±23	±32	±39	
Усть-Камчатск*	93 (245)	100 (252)	109 (261)	115 (267)	122 (274)
	±4	±6	±8	±9	±11
Никольское (о. Беринга)	107 (558)	114 (565)	123 (574)	129 (580)	—
	±5	±6	±9	±11	

Примечание. Здесь и в табл. 26.4: $1-P$ — вероятность превышения; T — период повторяемости; в скобках — высоты уровня моря (см), выраженные в ГВО СССР, 1977 г. (за исключением пунктов, отмеченных звездочками, в которых высоты уровня выражены в условной системе).

Таблица 26.4

Наибольшие отклонения уровня ниже среднего h_p редкой повторяемости (числитель) и доверительный интервал $\delta(h_p)$ (знаменатель) для пунктов Берингова моря, см

Пункт наблюдений	$1-P$				
	0,20	0,10	0,04	0,02	0,01
	T = 5 лет	T = 10 лет	T = 25 лет	T = 50 лет	T = 100 лет
о. Ратманова*	−101 (−13)	−108 (−25)	−121 (−38)	−130 (−47)	−139 (−56)
	± 4	± 5	± 7	± 9	± 11
бух. Провидения*	−113 (5)	−121 (−3)	−131 (−13)	−139 (−21)	−146 (−28)
	± 3	± 4	± 6	± 7	± 8
Эгвекинот	−189 (255)	−202 (242)	−219 (225)	−232 (212)	−245 (199)
	± 5	± 7	± 10	± 12	± 14
бух. Угольная	−99 (312)	−106 (305)	−116 (295)	−122 (289)	−129 (282)
	± 3	± 4	± 5	± 6	± 7
Анадырь	−168 (263)	−189 (242)	−211 (220)	−230 (201)	—
	± 12	± 17	± 23	± 28	
Усть-Камчатск*	−101 (27)	−108 (20)	−116 (12)	−122 (6)	−129 (−1)
	± 4	± 5	± 7	± 9	± 11
Никольское (о. Беринга)	−135 (309)	−142 (302)	−151 (293)	−157 (287)	—
	± 5	± 7	± 9	± 11	

но экстраполировать функцию распределения экстремумов, брать учетверенный период наблюдений за уровнем. Учитывая, что наибольшая продолжительность рядов наблюдений, использованных для расчетов, не превышала 42 года, за предельный период повторяемости выбран T = 100 лет.

Следует подчеркнуть, что экстремальные уровни моря редкой повторяемости рассчитывались без учета тренда. Однако при строительстве капитальных прибрежных гидротехнических сооружений влияние тренда может оказаться весьма существенным. Согласно [10], при наличии тренда в каком-либо районе в выражение (26.1) необходимо вводить поправку Δh, которая определяется из соотношения

$$\Delta h = ct, \tag{26.2}$$

где c — скорость вековых изменений уровня, мм/год; t —проектный срок службы сооружения.

Из анализа величины c (см. табл. 25.1) следует, что в многолетнем ходе уровня на всей исследуемой акватории Берингова моря присутствует положительный тренд, причем в отдельных районах он настолько значителен, что в расчетах его необходимо принимать во внимание.

27. Непериодические колебания уровня синоптического диапазона частот

27.1. Общая характеристика колебаний уровня моря, обусловленных метеорологическими факторами, и условия их формирования

При исследовании уровенного режима морей под термином „непериодические колебания уровня" подразумеваются все виды неприливных колебаний, охватывающие широкий диапазон частот. К ним относятся сейши, синоптические, сезонные и многолетние колебания уровня моря. Особое место в этом ряду принадлежит колебаниям уровня синоптического диапазона частот, которые для краткости условимся называть синоптическими колебаниями. Они характеризуются экстремальными значениями и имеют продолжительность в среднем от 2 до 7 сут.

Синоптические колебания уровня определяются как остаточные после исключения приливных колебаний из суммарного уровня моря. Выбор оптимального способа разделения компонентов суммарного уровня, как правило, субъективен. Существует два основных подхода к решению данного вопроса: использование математических фильтров для исключения приливных колебаний [2, 4, 17, 38] и вычитание предвычисленного прилива из наблюденных суммарных колебаний уровня. Математическая фильтрация достаточно надежно исключает приливные колебания, однако искажает параметры выделяемых непериодических колебаний уровня моря, уменьшая их величину и увеличивая продолжительность. Для устранения отмеченных недостатков многими исследователями предлагаются всевозможные усовершенствования к существующим методам. В. А. Потанин, В. В. Денисов, Г. А. Баскаков рекомендуют вводить в полученные посредством фильтрации ряды непериодической составляющей уровня моря поправки [4, 37, 38].

Предвычисление прилива по гармоническим постоянным не позволяет достаточно точно описать его временной ход из-за ограниченного числа используемых гармоник и неучета сезонной изменчивости их амплитуд и фаз [17, 37]. Вследствие этого в спектрах „остаточных уровней", определенных таким способом, практически всегда присутствуют пики на приливных частотах. Выбор способа выделения непериодических колебаний уровня должен включать в себя предварительные исследования их характера, величины, продолжительности. В тех случаях, когда временные масштабы непериодических колебаний близки к приливным, их целесообразнее находить в виде разности между наблюденными и предвычисленными высотами уровней. Для районов с существенной продолжительностью синоптических колебаний уровня, по-видимому, эффективным будет использование математических фильтров.

Для вычисления синоптических колебаний уровня в пунктах Берингова моря использовалось 25-часовое скользящее осреднение. Максимумы восстанавливались согласно [4], где указывается, что занижение максимума нагона равно половине приращения уровня в сутки. Поэтому, считая первым приближением максимальный уровень h'_n, полученный при фильтрации, исправленный уровень h''_n вычисляется исходя из следующего соотношения:

$$h''_n = 2h'_n - (h'_{n-12} + h'_{n+12})/2, \qquad (27.1)$$

где h'_{n-12} и h'_{n+12} — непериодические колебания уровня для моментов $n - 12$ ч и $n + 12$ ч. Проверка указанного фильтра на искусственно заданных нагонах различной продолжительности с последующим восстановлением максимумов показала достаточно хорошее совпадение фильтрованных и исходных максимумов.

Главной причиной, вызывающей синоптические колебания уровня, является циклоническая деятельность над акваторией моря. Одной из первых работ, в которых исследуется режим циклонической деятельности над Беринговым морем, можно считать вышедшую в 60-х годах статью Л. А. Корповой и Р. Э. Свинуховой [24]. В работе в общих чертах приводятся данные о повторяемости барических образований и некоторые характеристики циклонов над Беринговым морем. Однако статистика использованного в работе исходного материала (синоптические карты) невелика и охватывает всего лишь пятилетний период (1955—1959 гг.).

Значительно более подробный анализ атмосферных процессов, обусловливающих возникновение опасных и стихийных гидрометеорологических явлений над Беринговым морем, к которым относятся и синоптические колебания уровня (в частности, штормовые нагоны), был проделан сотрудниками Петропавловск-Камчатского бюро погоды В. А. Чеботаревым, Э. Я. Виллановым, В. В. Ковбасюк (1981 г.). В работе выполнена детальная типизация атмосферных процессов на основе использования ежедневных четырехсрочных приземных карт погоды за период 1969—1978 гг. При типизации учитывались только те циклоны, скорость ветра в которых равна или превышала 15 м/с. При этом за однотипный процесс принималось смещение циклонов в определенный географический район и формирование типичного барического поля в этом районе. В результате обобщения получено 11 основных типов синоптических положений для холодного (X—IV) и теплого (V—IX) периодов в целом для Берингова моря. Основные характеристики выделенных типов атмосферных процессов иллюстрирует табл. 27.1. На рис. 27.1 показаны траектории и повторяемость отдельных типов атмосферных процессов в холодный период. В общем можно отметить, что сильные ветры в половине случаев отмечаются при прохождении над морем или вблизи него циклонов с давлением в центре 982 гПа и ниже. Глубокие циклоны наблюдаются только в холодный период. Скорости их движения варьируют в широких пределах — от 10 до 90 км/ч. Средняя же скорость движения циклонов всех типов составляет около 30 км/ч, повторяемость их в холодный период значительно выше, чем в теплый (см. табл. 27.1).

Все циклоны, выходящие в район Берингова моря, по происхождению можно разделить на континентальные и морские. Согласно рис. 27.1, циклоническая циркуляция над морем создается преимущественно циклонами морского происхождения.

Таблица 27.1

Основные характеристики 11 типов атмосферных процессов, вызывающих опасные и стихийные явления в Беринговом море

Тип	Среднее давление в центре циклона, гПа		Средняя скорость движения циклона, км/ч	Повторяемость, %		
	Холодный период	Теплый период		в холодный период	в теплый период	общая
I	971—983	983—988	30—35	10,92	2,28	13,20
II	969—979	977—986	32	11,74	2,04	13,78
III	972—981	982—988	30	10,92	2,20	13,12
IV	963—987	980—990	30	8,84	2,20	11,04
V	964—981	975—990	30	10,74	2,54	13,28
VI	968—981	980—988	28—35	9,70	2,88	12,58
VII	972—985	986—988	33	6,01	1,67	7,68
VIII	978—982	989	29	1,03	0,34	1,38
IX	982—993	988—996	29	1,49	0,88	2,37
X	975—988	994	27—31	3,57	0,87	4,44
XI	982—988	993	26	6,39	0,75	7,14

Остановимся несколько подробнее на характеристике выделенных типов циклонов и их связи с синоптическими колебаниями уровня.

Тип I — циклон над северо-западом Тихого океана. Циклоны в основном смещаются с северо-запада и севера Тихого океана. Барические образования такого типа охватывают всю южную, центральную и западную часть моря (пример такого циклона приведен на рис. 27.2). Повторяемость этого типа сравнительно большая — около 13 %, из них на холодный период приходится 11 %. Сильные ветры чаще всего наблюдаются в южном и западном районах моря, в связи с чем в указанных районах следует ожидать и значительные синоптические колебания уровня моря (штормовые нагоны на азиатском побережье и сгоны в районе Алеутской гряды).

Тип II — циклон над югом Берингова моря. Данный тип можно рассматривать как эволюцию предыдущего. При этом циклоны, углубляясь, смещаются на восток, северо-восток. Летом этот тип выражен слабее, чем в холодный период. Повторяемость наибольшая из всех выделенных типов — 14 %. При данном типе преобладают сильные северо-восточные ветры в западной части моря, что создает условия для развития штормовых нагонов в указанном районе. В южной части (Алеутские острова) ветры могут быть любых направлений, вследствие чего здесь возможны синоптические колебания уровня как сгонного, так и нагонного характера.

Тип III — циклон над северо-востоком Тихого океана. Траектории циклонов проходят в основном над северо-западом и севером Тихого океана. Синоптические положения типа III встречаются достаточно часто (около 13 %). При этом на юго-востоке моря наблюдаются ветры восточной четверти, благоприятные для сгонов уровня у американского побережья. Северные ветры на юге моря способствуют подъему уровня у побережья Алеутских островов.

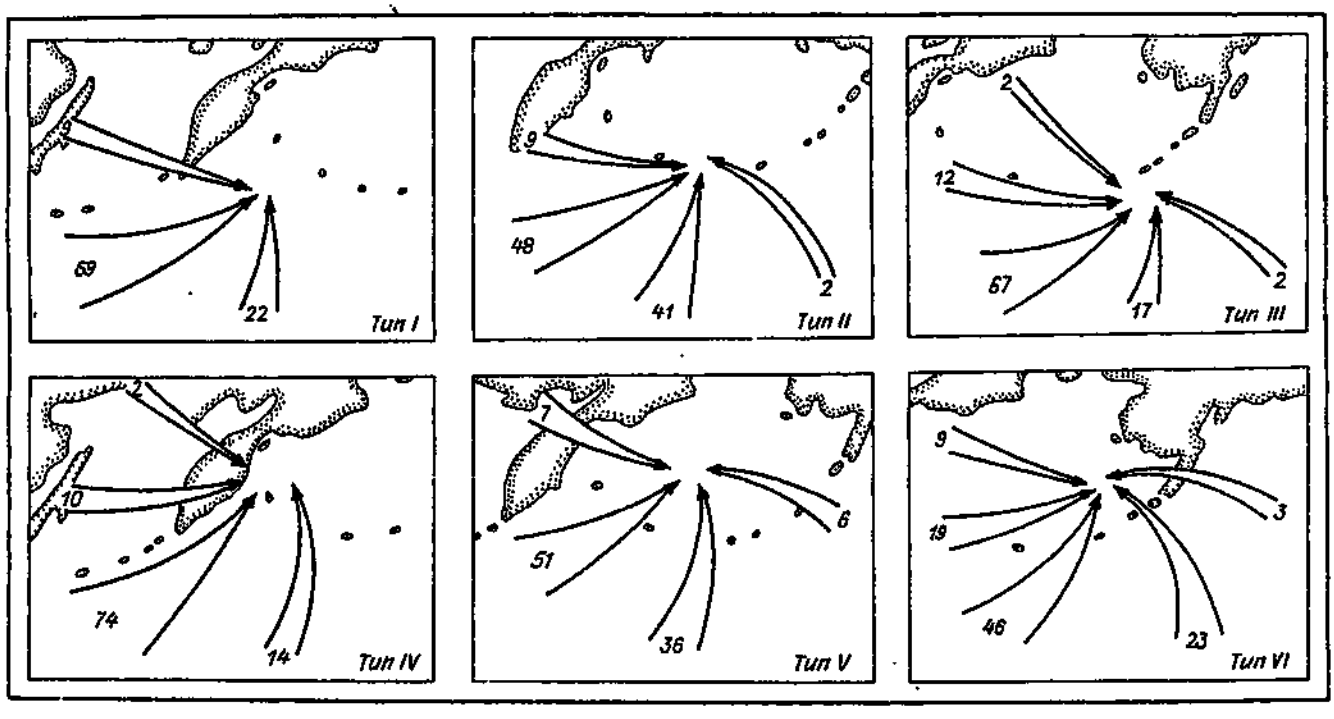


Рис. 27.1. Траектории смещения циклонов и их повторяемость (%) при различных типах атмосферных процессов (холодный период).

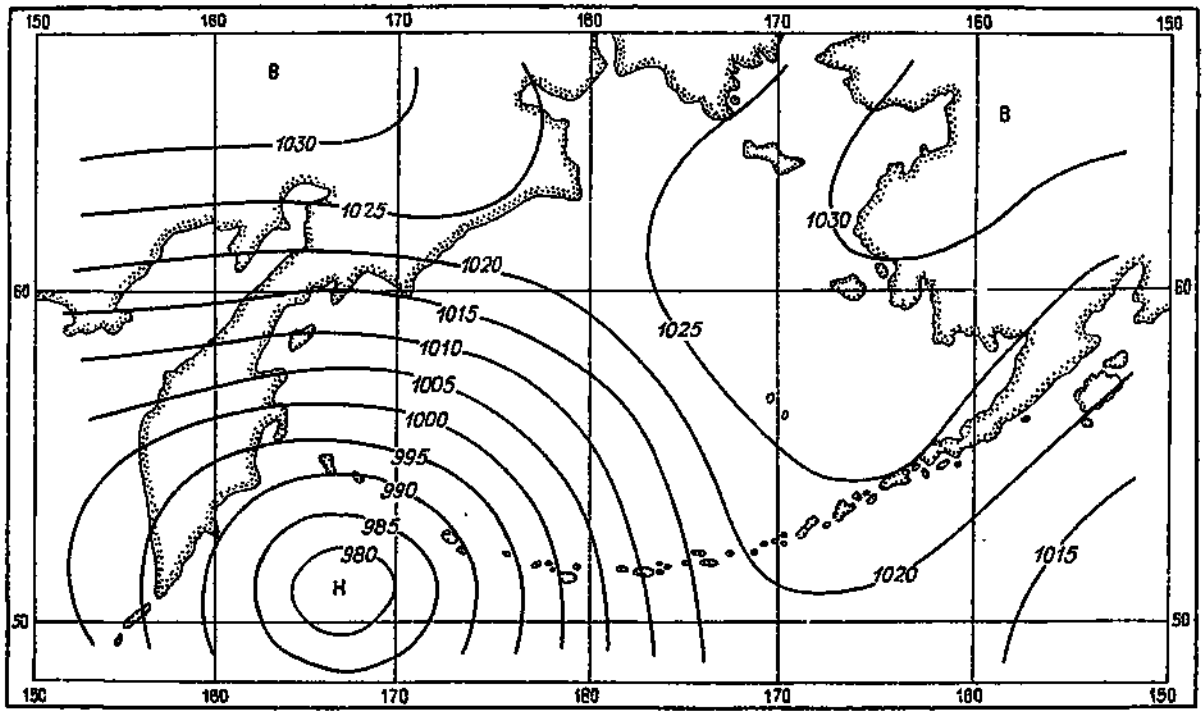


Рис. 27.2. Циклон над северо-западом Тихого океана (тип I, холодный период).

Тип IV — циклон над западом Берингова моря. Циклоны смещаются в основном с северо-западной части Тихого океана к востоку Камчатки, где они обычно стационируют. Штормовые и ураганные ветры (25—30 м/с) отмечаются в западном и северном районах моря. При этом в северном районе преобладают ветры юго-восточных направлений, за счет чего возможно значительное повышение уровня моря у побережья. В западной части моря ветры могут быть любых направлений.

Процессы типа IV встречаются несколько реже, чем предыдущие.

Тип V — циклон над центральной частью Берингова моря. Характерным для данного типа является наличие обширной и глубокой депрессии над центром акватории, что обычно происходит в результате эволюции процессов, свойственных типам I и II.

Повторяемость данного типа не уступает первым и составляет около 13 %. Зона жестоких штормов (ветры до 30 м/с) может охватывать в зимнее время почти всю акваторию моря, летом они наблюдаются только в южном районе. Указанный тип порождает в северном районе моря (Анадырский залив) ветры восточной четверти, на юго-западе — северные, северо-западные. Возможно развитие штормовых нагонов в первом из указанных районов и сгонов во втором (особенно в заливах Корф и Карагинском).

Тип VI — циклон над востоком Берингова моря. Этот тип формируется в результате движения циклонов с севера Тихого океана на восточную часть моря, где они становятся малоподвижными. Наиболее часто сильные ветры возникают в восточной и южной частях моря. Ураганные ветры зарегистрированы также только в отмеченных районах в тылу глубоких (с давлением около 968 гПа) циклонов, которые, медленно двигаясь на северо-восток, становятся малоподвижными в Бристольском заливе. Над югом моря при указанном типе господствуют северо-западные ветры, определяющие повышение уровня у побережья Алеутских островов. В восточной части моря наблюдаются ветры разных направлений, в совокупности с перепадом атмосферного давления влияющие на синоптические колебания уровня.

Тип VII — циклон над севером Берингова моря. В большинстве случаев траектории проходят с севера и северо-запада Тихого океана через центр моря. При летних процессах большой вклад вносят континентальные циклоны, которые смещаются с запада на восток южнее полярного круга. Повторяемость этого типа невелика, около 8 %, и приходится в основном на холодный период. Сильные ветры отмечаются только в восточном и северном районах моря, причем в восточном районе преобладают штормовые ветры западной четверти, в северном ветер может быть любых направлений. Соответственно и существенные синоптические колебания уровня при типе VII следует ожидать в отмеченных районах.

Тип VIII — циклон у юго-запада Камчатки. Пути движения циклонов зимой проходят в основном от островов Хоккайдо и Хонсю в северо-западном направлении, летом преобладают континентальные циклоны с западными траекториями. Такие циклоны крайне редки (повторяемость их около 1 %). Штормовые ветры охватывают только юго-западную часть моря и имеют направление с юго-востока на северо-запад, вызывая нагоны преимущественно в Карагинском заливе и на побережье Камчатки, расположенном несколько южнее.

Тип IX — циклоны у северо-запада Камчатки. Штормовые ветры при этом типе наблюдаются лишь в западной части моря и обусловлены смещением циклонов в основном с юго-запада, юга Охотского моря на Пенжинский залив или северо-запад Камчатки. Летом наиболее часто происходит смещение сюда континентальных циклонов с запада. Повторяемость указанного типа невелика. Преоб-

Таблица 27.2

Повторяемость *P* высот нагонов над средним уровнем моря и продолжительности нагонов в пунктах Берингова моря

Высота нагонов			Продолжительность нагонов			Высота нагонов			Продолжительность нагонов		
Градация, см	Число случаев	*P* %	Градация, см	Число случаев	*P* %	Градация, см	Число случаев	*P* %	Градация, см	Число случаев	*P* %
Эгвекинот (1966—1971, 1973—1986 гг.)						Усть-Камчатск (1966—1986 гг.)					
121—140	2	1	208	1	0,4	61—80	3	2	279—290	2	2
101—120	5	2	169—180	2	0,6	41—60	25	23	267—278	—	—
81—100	14	4	157—168	2	0,6	20—40	82	75	255—266	—	—
61—80	32	10	145—156	1	0,4				243—254	—	—
41—60	121	39	133—144	6	2				231—242	1	1
20—40	138	44	121—132	5	2				219—239	—	—
			109—120	27	8				206—218	—	—
			97—108	25	8				194—205	—	—
			85—96	50	16				181—193	—	—
			73—84	40	13				169—180	6	4
			61—72	58	19				145—168	4	4
			49—60	40	13				133—144	3	3
			37—48	41	13				121—132	10	9
			24—36	13	4				109—120	12	11
									97—108	24	22
									85—96	14	13
									73—84	12	11
									61—72	12	11
									49—60	7	6
									36—48	3	3
бух. Угольная (1966—1971, 1978—1986 гг.)						Никольское (1976—1986 гг.)					
121—140	1	2	231—242	1	1	41—60	18	25	181—193	1	1
101—120	7	5	219—230	—	—	20—40	55	75	169—180	1	1
81—100	8	6	206—218	—	—				145—168	5	7
61—80	16	12	194—205	3	2				133—144	2	3
41—60	58	44	181—193	2	2				121—132	8	11
20—40	41	31	169—180	4	3				109—120	4	6
			145—168	8	6				97—108	10	14
			133—144	13	10				85—96	14	19
			121—132	4	3				73—84	12	16
			109—120	15	11				61—72	11	15
			97—108	15	11				49—60	4	6
			85—96	17	13				36—48	1	1
			73—84	19	16						
			61—72	7	5						
			49—60	11	8						
			37—48	9	7						
			24—36	3	2						
Анадырь (1982—1986 гг.)						бух. Лаврова (1966—1968, 1974—1981, 1984—1986 гг.)					
161—180	1	1	336	1	1	61—80	9	8	295	1	1
141—160	—	—	206—217	1	1	41—60	38	34	206—218	1	1
121—140	2	3	194—205	3	4	20—40	65	58	194—205	1	1
101—120	—	—	181—193	3	4				181—193	1	1
81—100	6	9	169—180	1	1				169—180	3	3
61—80	14	20	145—168	3	4				145—168	3	3
41—60	19	27	133—144	3	4				133—144	4	4
20—40	28	40	121—132	6	9				121—132	8	7
			109—120	9	14				109—120	14	13
			97—108	7	10				97—108	21	19
			85—96	11	17				85—96	18	16
			73—84	2	3				73—84	15	13
			61—72	5	7				61—72	10	9
			49—60	7	10				49—60	7	6
			37—48	5	7				36—48	5	4
			24—36	3	4						

Таблица 27.3

Внутригодовое распределение максимальных (числитель) и средних (знаменатель) высот нагонов (см над средним уровнем) в пунктах Берингова моря

Пункт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Эгвекинот	124 / 65	96 / 45	123 / 54	80 / 41	45 / 35	59 / 36	58 / 40	60 / 38	110 / 45	90 / 45	91 / 54	106 / 48
бух. Угольная	106 / 60	102 / 61	77 / 54	62 / 43	74 / 46	59 / 51	59 / 44	103 / 53	126 / 56	81 / 45	115 / 60	108 / 59
Анадырь	81 / 50	70 / 48	41 / 37	37 / 36	30 / 28	57 / 43	66 / 50	62 / 42	96 / 56	82 / 52	161 / 81	87 / 54
Усть-Камчатск	46 / 36	58 / 40	36 / 30	36 / 31	38 / 28	25 / 25	32 / 30	—	34 / 32	51 / 37	76 / 40	74 / 38
Никольское	46 / 38	57 / 37	43 / 32	40 / 34	48 / 36	43 / 37	—	—	36 / 32	44 / 35	54 / 35	56 / 38
бух. Лаврова	67 / 40	65 / 43	53 / 39	75 / 43	41 / 32	45 / 34	38 / 37	33 / 28	67 / 37	63 / 44	79 / 49	63 / 39

ладающие юго-западные и южные ветры благоприятствуют развитию синоптических колебаний уровня преимущественно в юго-западной части моря и на Командорских островах.

Тип X — циклон у Чукотского полуострова. Траектории циклонов, составляющих данный тип, проходят с северной, северо-восточной части Тихого океана в район Анадырского залива и на Чукотку, летом превалирует зональное смещение континентальных циклонов. Повторяемость указанного типа немногим более 4 %. Ураганные ветры при нем не отмечаются. Наибольшие скорости ветра (25—30 м/с) зарегистрированы только в холодное время при наличии глубоких циклонов (975 гПа). Такие ветры и связанные с ними синоптические колебания уровня наблюдаются только на севере моря, захватывая Анадырский залив, прилегающий к Берингову проливу, зал. Нортон.

Тип XI — циклон над Аляской. Циклоны преимущественно морского происхождения смещаются на юг Аляски с севера и северо-востока Тихого океана. Повторяемость типа XI — около 7 %, наибольшая вероятность их появления зимой. При данном типе процессов наблюдаются сильные северные и северо-западные ветры, господствующие только в восточном районе, что вызывает сгонные явления на большей части американского побережья. Значительные нагоны возможны при этом только в южной части Берингова моря.

Уделив внимание синоптическим условиям, благоприятствующим формированию синоптических колебаний уровня Берингова моря, дадим характеристику указанным колебаниям уровня в отдельных районах моря. Вследствие того что сгоны, как правило, не представляют серьезной опасности, рассмотрим режимно-статистические характеристики нагонов, наблюдавшихся на побережье Берингова моря. Для этой цели использовались ежечасные значения уровня в 6 пунктах отечественного побережья: с. Никольское (о. Беринга), Усть-Камчатск, бух. Лаврова, бух. Угольная, Анадырь, Эгвекинот (местоположение пунктов указано на рис. 24.2). Периоды, за которые выбирались нагоны, приводятся в табл. 27.2. При этом учитывались только такие нагоны, максимальная высота которых равна или превышает 20 см над средним уровнем моря.

Как уже отмечалось ранее, нагоны выделялись из наблюденных колебаний уровня моря 25-часовым скользящим осреднением с последующим восстановлением максимума по методу Г. А. Баскакова. За период нагона принимался интервал времени, на протяжении которого неприливные колебания уровня были выше среднего уровня моря.

Для удобства анализа нагоны были условно разделены на 4 группы, отличающиеся по своей интенсивности (в скобках — высота нагона над средним уровнем моря):

— слабые нагоны (≤ 40 см);
— умеренные нагоны (41—70 см);
— сильные нагоны (71—100 см);
— экстремальные нагоны (> 100 см).

Результаты статистической обработки рядов нагонов в пунктах наблюдений за уровнем моря приведены в табл. 27.2, 27.3. Общее число нагонов, имевших место в каждом конкретном пункте, указано в табл. 27.4.

Таблица 27.4

Характеристики максимальных (числитель) и средних (знаменатель) нагонов на побережье Берингова моря

Пункт	Δh см	ΔT_1 ч	ΔT_2 ч	ΔT_3 ч	$T_н$ ч	$N_н$
Эгвекинот	124 / 47	2 / 2	34 / 37	27 / 38	63 / 77	312
бух. Угольная	126 / 54	1 / 3	84 / 45	95 / 55	180 / 100	131
Анадырь	161 / 53	2 / 4	40 / 48	73 / 55	115 / 107	70
Усть-Камчатск	76 / 35	0 / 4	31 / 44	41 / 56	72 / 104	112
Никольское	57 / 35	1 / 3	23 / 42	30 / 53	54 / 98	73
бух. Лаврова	79 / 41	0 / 3	30 / 45	60 / 54	90 / 102	110

Примечание. Δh — высота нагона над средним уровнем моря; ΔT_1 — продолжительность стояния уровня на максимуме; ΔT_2 — продолжительность подъема уровня при нагоне; ΔT_3 — продолжительность спада уровня при нагоне; $T_н$ — полная продолжительность нагона; $N_н$ — количество нагонов.

Наибольшая повторяемость нагонов в Беринговом море приходится на осенне-зимний период, преимущественно сентябрь—февраль (рис. 27.3). Все пункты наблюдений за уровнем в Беринговом море расположены в мелководных бухтах или заливах, а некоторые — в предустьевых районах, что способствует развитию штормовых нагонов. Поэтому значительные нагоны могут наблюдаться практически во всех рассматриваемых районах. Наибольшие высоты нагонов, которые можно отнести к экстремальным, отмечаются в Анадырском заливе (бух. Угольная, Эгвекинот, Анадырь) и достигают 125—160 см над средним уровнем моря. Такие экстремальные уровни наблюдаются только в холодный период года, повторяемость их невелика и не превышает в среднем 2—3 %, достигая 7 % от общего числа нагонов в бух. Угольной.

Во всех рассматриваемых районах Берингова моря, за исключением о. Беринга (с. Никольское), могут наблюдаться сильные нагоны, составляющие от 75 до 96 см над средним уровнем. Повторяемость сильных нагонов в большинстве пунктов Берингова моря не превышает 3—5 % и лишь в Анадырском заливе может доходить до 8—12 %.

Повторяемость слабых и умеренных нагонов в Анадырском заливе примерно одинакова и составляет 40—50 %. В Усть-Камчатске и с. Никольском доминируют слабые нагоны (до 70 %), в бух. Лаврова повторяемость слабых нагонов достигает 58 %, умеренных — 38 % от общего числа нагонов.

Средние высоты нагонов на побережье Берингова моря незначительно отличаются друг от друга и варьируют в диапазоне от 35 см на юге до 54 см в Анадырском заливе.

Продолжительность преобладающей части нагонов (до 75 % всех случаев) приходится на временной интервал 2,0—5,5 сут (см. табл. 27.2). Средняя продолжительность нагонов находится в диапазоне 4,2—4,4 сут и только в Эгвекиноте составляет 3,2 сут (см. табл. 27.4).

Характерной чертой нагонов, присущей всем без исключения рассматриваемым участкам побережья Берингова моря, является асимметричность нагонной кривой, в которой время роста уровня меньше времени падения (см. табл. 27.4). Время стояния уровня на максимуме нагона в среднем не превышает 2—4 ч.

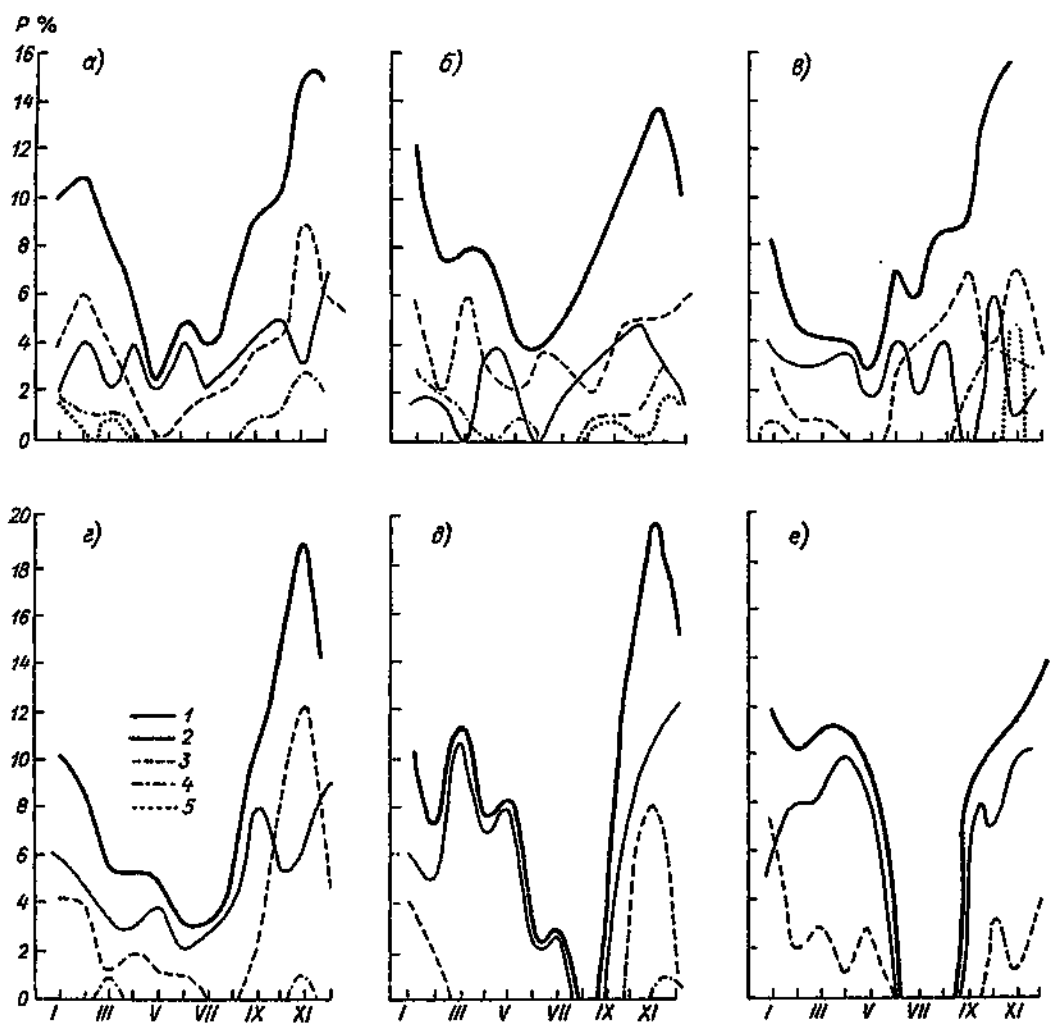


Рис. 27.3. Годовой ход повторяемости нагонов в пунктах побережья Берингова моря.

а — Эгвекинот, 1966—1971, 1973—1986 гг.; *б* — бух. Угольная, 1966—1971, 1978—1986 гг.; *в* — Анадырь, 1982—1986 гг.; *г* — бух. Лаврова, 1966—1968, 1974—1981, 1984—1986 гг.; *д* — Усть-Камчатск, 1966—1986 гг.; *е* — с. Никольское (о. Беринга), 1976—1986 гг.

1 — общая повторяемость нагонов; *2* — повторяемость слабых нагонов (≤ 40 см над средним уровнем); *3* — повторяемость умеренных нагонов (41—70 см); *4* — повторяемость сильных нагонов (71—100 см); *5* — повторяемость экстремальных нагонов (> 100 см).

Детальную картину экстремально возможных нагонных уровней на побережье Берингова моря можно проанализировать по табл. 27.5. Для составления таблицы из рассчитанных в гл. 26 значений максимальных суммарных уровней редкой повторяемости вычитались высоты наибольших возможных по астрономическим причинам приливов $h_{впв}$ для каждого пункта наблюдений, взятые из архивных материалов ДВНИГМИ. В отдельных пунктах со значительной сезонной изменчивостью гармонических постоянных $h_{впв}$ выбиралось за те периоды, когда в данных районах имеет место наибольшая повторяемость интенсивности нагонов. Так, для Усть-Камчатска использовалось значение $h_{впв}$ за период ноябрь—апрель, на который приходится до 80 % всех нагонов. Аналогично значение $h_{впв}$ для Анадыря и о. Ратманова было выбрано за зимний период. Полагалось, что остаточная часть максимума определяется в основном нагонными повышениями уровня, а в районах, расположенных вблизи устьев рек, — сочетанием нагона и стока реки.

Таблица 27.5

Роль отдельных составляющих в формировании максимальных подъемов уровня Берингова моря редкой повторяемости

Пункт наблюдений	Составляющая	T = 50 лет		T = 100 лет	
		h см	Вклад, %	h см	Вклад, %
о. Ратманова	$h_{впв}$	9	6	9	6
	$h_н$	131	94	140	94
бух. Провидения	$h_{впв}$	62	42	62	39
	$h_н$	87	58	95	61
Эгвекинот	$h_{впв}$	161	57	161	54
	$h_н$	121	43	136	46
бух. Угольная	$h_{впв}$	54	31	54	29
	$h_н$	121	69	130	71
Анадырь	$h_{впв}$	27	11	—	—
	$h_н$	236	89		
Усть-Камчатск	$h_{впв}$	52	45	52	43
	$h_н + h_с$	63	55	70	57
Никольское	$h_{впв}$	74	57	—	—
	$h_н + h_с$	55	43		

Примечание. $h_{впв}$ — наивысшая возможная по астрономическим причинам высота прилива над средним уровнем моря; $h_н$ — высота нагона над средним уровнем моря; $h_с$ — высота уровня над средним, обусловленная колебаниями стока рек; T — период повторяемости.

Таблица позволяет лишь приближенно оценить высоты нагонов редкой повторяемости и относительную роль отдельных факторов в формировании максимальных суммарных уровней моря. При составлении таблицы использована гипотеза о линейной суперпозиции максимального прилива и нагона. В реальных условиях высоты нагонов редкой повторяемости должны быть, по-видимому, больше, поскольку вероятность такого совпадения максимумов невелика. Тем не менее анализ результатов указывает на возможность повышения уровня за счет штормовых нагонов до 130—135 см над средним уровнем в Анадырском заливе, а в мелководном Анадырском лимане (Анадырь) только за счет сочетания штормового нагона со стоком р. Анадыря с повторяемостью один раз в 50 лет возможен подъем уровня до 235 см над средним уровнем моря. Табличные данные свидетельствуют о том, что в южной части моря синоптические колебания уровня могут быть соизмеримы с приливными, а в Анадырском заливе и на севере моря (о. Ратманова) вклад штормовых нагонов в максимальные подъемы уровня доминирует, достигая 90—95 %.

Полученные значения максимально возможных нагонов редкой повторяемости могут быть полезны в качестве ориентировочных при разработке гидротехнических, портовых сооружений и осуществлении других народнохозяйственных задач, связанных с освоением моря.

Следует подчеркнуть, что по одним лишь абсолютным значениям высот нагонов сложно судить о том, насколько велика их опасность для того или иного района, поскольку в одном месте нагон меньшей высоты может привести к катастрофическим последствиям, в другом — нагон большей высоты не вызывает никакого ущерба. Степень опасности нагона определяется критической отметкой уровня при нагоне, превышение которой грозит затоплением населенных пунктов, береговых сооружений. В таком случае необходимая и достаточная для превышения высота нагона будет зависеть от того, на какую стадию прилива приходится его максимум. Естественно, что для достижения либо превышения уровнем критической отметки при совпадении максимума нагона с максимумом прилива потребуется гораздо меньшая высота нагона, чем при совпадении его с минимумом прилива. Кроме того, критическая высота нагона может меняться в зависимости от того, в какую фазу прилива он наблюдается — в сизигию или квадратуру (тропический или равноденственный прилив для неправильных суточных и суточных типов приливов). Все варианты сочетания нагона с приливом учесть достаточно сложно, в связи с чем в настоящем разделе рассматривались только критические высоты нагонов при совпадении максимума нагона со средними из всех высоких полных вод $h_{впв}$ и всех низких малых вод $h_{нмв}$, выбранных для отдельных пунктов из Таблиц приливов и пересчитанных относительно среднего уровня моря (табл. 27.6). Зная высоту среднего уровня над нулем поста, легко рассчитать высоту прилива над ним путем простого сложения $h_{впв} + H$ и $h_{нмв} + H$. Разности между критической отметкой уровня при нагоне относительно нуля поста и вычисленными высотами экстремальных приливов позволяют получить искомые критические высоты нагонов, выше которых все нагоны можно отнести к опасным. Из табл. 27.6 следует, что диапазон опасных нагонов достаточно широк, особенно в тех пунктах, в которых наблюдаются значительные по величине приливные колебания уровня. В то же время, если для одного пункта при совпадении максимумов нагона с приливом достаточной для превышения критической отметки является высота нагона чуть больше 60 см (бух. Лаврова), то для другого соответствующая высота нагона должна быть не менее 1,2 м (бух. Угольная). Кроме рассчитанных критических высот нагонов, в табл. 27.6 приведены фактические случаи превышения уровнем критической отметки в отдельных пунктах Берингова моря. Повторяемость нагонов, определяющих такие случаи в Анадыре, невелика и составляет всего 1,5 % от общего числа нагонов, в бух. Лаврова таких случаев значительно больше, повторяемость их составляет 14,5 %.

Таблица 27.6

Критические высоты нагонов над средним уровнем в отдельных пунктах побережья Берингова моря, случаи стихийных нагонов, их повторяемость и некоторые характеристики

Пункт	$H_{кр}$ см	$\overline{H}$ см	$\overline{h}_{впв}$ см	$\overline{h}_{нмв}$ см	$h_{икр1}$ см	$h_{икр2}$ см	$H_н$ см			$h_{ск}$ см	$T_{ск}$ ч	P %	$\overline{h}_{ск}$ см	$\overline{T}_{ск}$ ч
бух. Угольная	570	424	27	−33	119 ± 10	179 ± 10	Нет случаев превышения							
Анадырь	702	520	65	−74	117 ± 20	256 ± 20	760	8 XI	1982 г.	161	115	1,5	—	—
Усть-Камчатск	245	139	33	−57	73 ± 10	163 ± 10	Нет случаев превышения							
Никольское	300	189	40	−100	71 ± 5	211 ± 5	То же							
бух. Лаврова	310	204	41	−89	65 ± 5	195 ± 5	320	29 XII	1967 г.	43	170	14,5	52	102
							315	10 I	1967 г.	49	66			
							313	20 XI	1974 г.	52	80			
							329	1 I	1976 г.	51	105			
							325	21 II	1976 г.	56	82			
							316	6 XI	1976 г.	68	150			
							311	14 XI	1978 г.	52	90			
							320	25 I	1980 г.	48	76			
							326	10 XI	1980 г.	68	90			
							315	18 XII	1980 г.	48	106			
							347	18 XI	1981 г.	57	48			
							319	24 XI	1981 г.	43	120			
							322	26 XII	1981 г.	42	60			
							321	29 X	1984 г.	48	200			
							320	14 XI	1984 г.	56	119			
							315	21 XII	1984 г.	47	70			

Примечание. $H_{кр}$ — критическая отметка уровня моря при нагоне относительно нуля поста; $\overline{H}$ — высота среднего уровня моря относительно нуля поста; $\overline{h}_{впв}$, $\overline{h}_{нмв}$ — средние из всех высот соответственно высоких полных и низких малых вод над средним уровнем моря; $h_{икр1}$ — нижняя критическая высота нагона над средним уровнем при совпадении его с высокой полной водой с поправкой на сезонную изменчивость среднего уровня; $h_{икр2}$ — верхняя критическая высота нагона над средним уровнем при совпадении его с низкой малой водой с поправкой на сезонную изменчивость среднего уровня; $H_н$ — высота наблюденного уровня моря над нулем поста во время превышения критической отметки; $h_{ск}$, $T_{ск}$ — стихийная высота нагонов над средним уровнем во время превышения критической отметки и соответствующая ей продолжительность; P — повторяемость стихийных нагонов относительно общего числа нагонов; $\overline{h}_{ск}$, $\overline{T}_{ск}$ — средняя высота стихийных нагонов над средним уровнем моря и соответствующая ей средняя продолжительность.

В отдельных случаях фактические высоты опасных нагонов оказываются ниже рассчитанной нижней критической высоты нагонов. Это можно объяснить использованием при расчете критических высот нагонов только средних из высот высоких полных и низких малых вод и неучетом всех возможных вариантов сочетания нагонов с приливами.

27.2. Связь непериодических колебаний уровня моря с вынуждающими силами

Колебания уровня моря в синоптическом диапазоне частот определяются несколькими факторами. Лабзовский [7] предлагает все колебания уровня, вызванные метеорологическим воздействием на водную поверхность, разделять на различные виды, отличающиеся друг от друга механизмом формирования. Под термином „сгонно-нагонные" колебания уровня подразумеваются изменения уровня исключительно ветрового происхождения. Колебания уровня под воздействием статического эффекта атмосферного давления предлагается называть барометрическими. Кроме этого, перемещение барических образований над поверхностью моря порождает длинные вынужденные „метеоволны", вызывающие значительные подъемы уровня у побережья [65, 66]. Так проявляется динамический эффект атмосферного давления. Соотношение статического и динамического эффектов зависит от скорости перемещения циклонов. При высокой скорости колебания уровня определяются в большой степени длинной вынужденной волной в море, возникающей в области движения циклона, а в случае небольшой скорости или стационарного циклона — гидростатическим эффектом.

Колебания уровня синоптического диапазона частот в Беринговом море формируются сочетанием всех перечисленных факторов, причем их роль в зависимости от физико-географических и синоптических условий отдельных районов моря различна. Детальное исследование связи колебаний уровня с вынуждающими их метеорологическими факторами выполнено в [12, 13].

Для этой цели использовались непрерывные продолжительные ряды ежечасных наблюдений за уровнем и срочных (с дискретностью 6 ч) наблюдений за атмосферным давлением и ветром в пунктах Анадырского залива: бух. Угольная, Эгвекинот, Анадырь.

Характеристика рядов наблюдений за уровнем представлена в табл. 27.7 (местоположение пунктов наблюдений показано на рис. 24.2).

Практика расчета и прогноза штормовых нагонов показывает, что в большинстве случаев подъем воды у берега определяется не местными метеорологическими условиями, а изменчивостью метеорологических полей над прилегающей к побережью акваторией моря. В связи с этим существует ряд работ, в которых исходную метеорологическую информацию представляют в виде эффективных градиентов атмосферного давления [22, 31, 33] либо в виде аппроксимации поля атмосферного

Таблица 27.7

Характеристика рядов наблюдений за уровнем моря, атмосферным давлением и ветром в Анадырском заливе

Пункт	Период наблюдений	Уровень моря		Метеорологический элемент	
		Δt ч	N	Δt ч	N
бух. Угольная	1 VII — 31 XII 1979 г.	1	4416	6	736
Эгвекинот	15 VIII 1968 г. — 15 III 1969 г.	1	5112	6	852
Анадырь	1 X — 31 XII 1965 г.	1	2208	6	368

Примечание. Δt и N — соответственно дискретность и длина рядов гидрометеорологических элементов.

давления набором коэффициентов разложения по полиномам Чебышева [5, 26] и по естественным ортогональным функциям [3, 47, 48]. Использование полей метеорологических элементов предпочтительнее, нежели их наблюденные значения в точке. Однако в этом случае для проведения исследования требуется подготовка значительно большего количества исходной информации и наличие наблюдений во многих точках исследуемого района. Отсутствие в Беринговом море широко разветвленной сети гидрометеорологических наблюдений вынуждает использовать исходные ряды метеорологических элементов, наблюденных непосредственно в пунктах. Исходная информация при этом проста и доступна для выполнения исследований и расчетов.

Ветер задавался в виде проекции на эффективное направление, которое определялось по максимальным значениям взаимнокорреляционных функций уровня моря и ветра при различных его направлениях. Установлено, что для бух. Угольной эффективным направлением ветра является 20° (отсчитывается от северного направления), для Анадыря — 90°, для Эгвекинота — 50°.

Скорость эффективного ветра определялась по формуле

$$W_i = V_i \cos(\varphi_i - g) \quad (i = 1, 2, \ldots, N), \qquad (27.2)$$

где W_i — скорость эффективного ветра; V_i — фактические значения скорости ветра; φ_i — наблюденное направление ветра; g — эффективное направление ветра; N — число членов. Приливная составляющая из рядов уровня моря исключалась 25-часовым скользящим осреднением.

Для выделения только исследуемого синоптического диапазона частот ряды гидрометеорологических элементов освобождались от долгопериодной составляющей.

Анализ спектральных характеристик исследуемых процессов, рассчитанных согласно [6], свидетельствует о присутствии в спектрах колебаний уровня отчетливо выраженных максимумов с периодом 5 сут в Анадыре и 15—20 сут в бух. Угольной и Эгвекиноте (рис. 27.4—27.6). В указанном энергонесущем диапазоне отмечаются также наибольшие значения функций множественной когерентности: $\gamma^2(f) = 0{,}83$ в Анадыре, 0,80 в бух. Угольной и 0,74 в Эгвекиноте. Это свидетельствует о достаточно тесной линейной связи между колебаниями уровня моря и вынуждающими силами. Сравнение спектральных плотностей непериодической составляющей уровня со спектральными плотностями атмосферного давления и ветра (см. рис. 27.4— 27.6) обнаруживает их близкое сходство. При этом первые максимумы в спектрах атмосферного давления

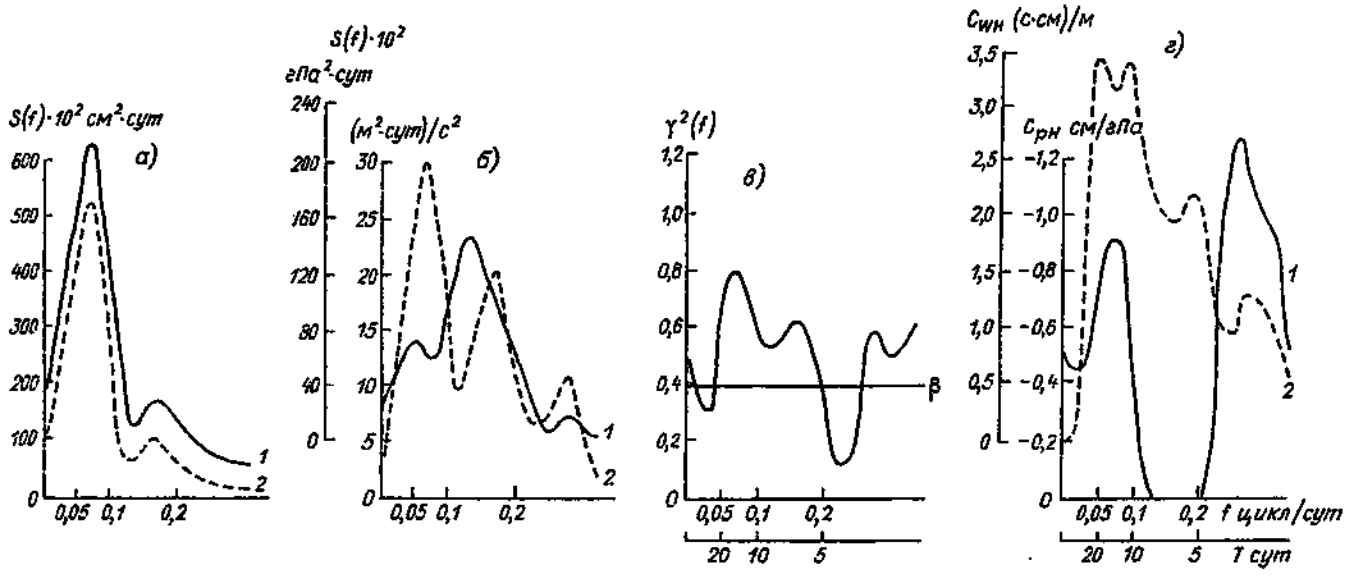


Рис. 27.4. Спектральные характеристики непериодических колебаний уровня моря, атмосферного давления и ветра для бух. Угольной, рассчитанные за период 1 июля — 31 декабря 1979 г. (доверительные границы функций спектральной плотности равны $0{,}63S(f) - 1{,}8S(f)$; уровень значимой когерентности $\beta = 0{,}39$; число степеней свободы $\nu = 19$; доверительная вероятность $P = 90\,\%$).

а — наблюденные (*1*) и восстановленные (*2*) значения спектральных плотностей колебаний уровня; *б* — спектральные плотности атмосферного давления (*1*) и ветра (*2*); *в* — функция множественной когерентности; *г* — действительные части передаточных функций систем уровень моря — давление (*1*) и уровень моря — ветер (*2*).

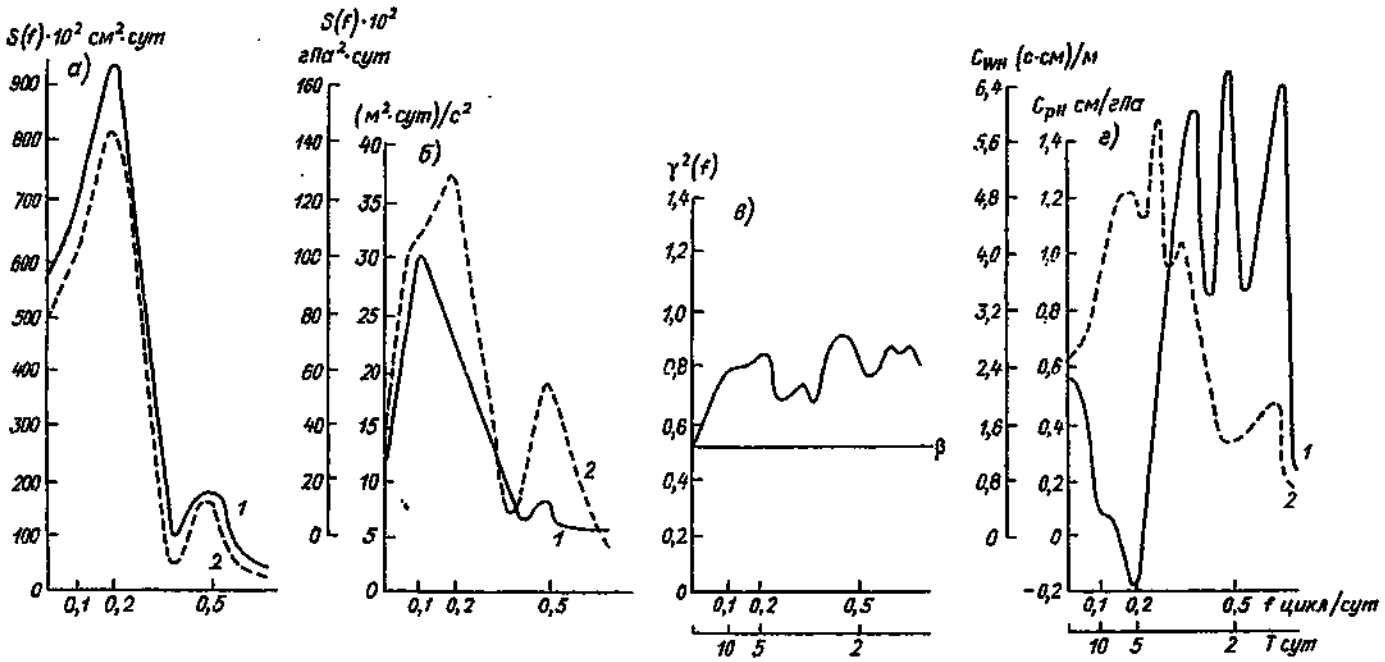


Рис. 27.5. Спектральные характеристики колебаний уровня атмосферного давления и ветра для Анадыря, рассчитанные за период 1 октября — 31 декабря 1965 г. (доверительные границы функций спектральной плотности равны $0{,}6S(f) - 2S(f)$; уровень значимой когерентности $\beta = 0{,}48$; число степеней свободы $\nu = 15$; доверительная вероятность $P = 90$ %).

Условные обозначения см. на рис. 27.4.

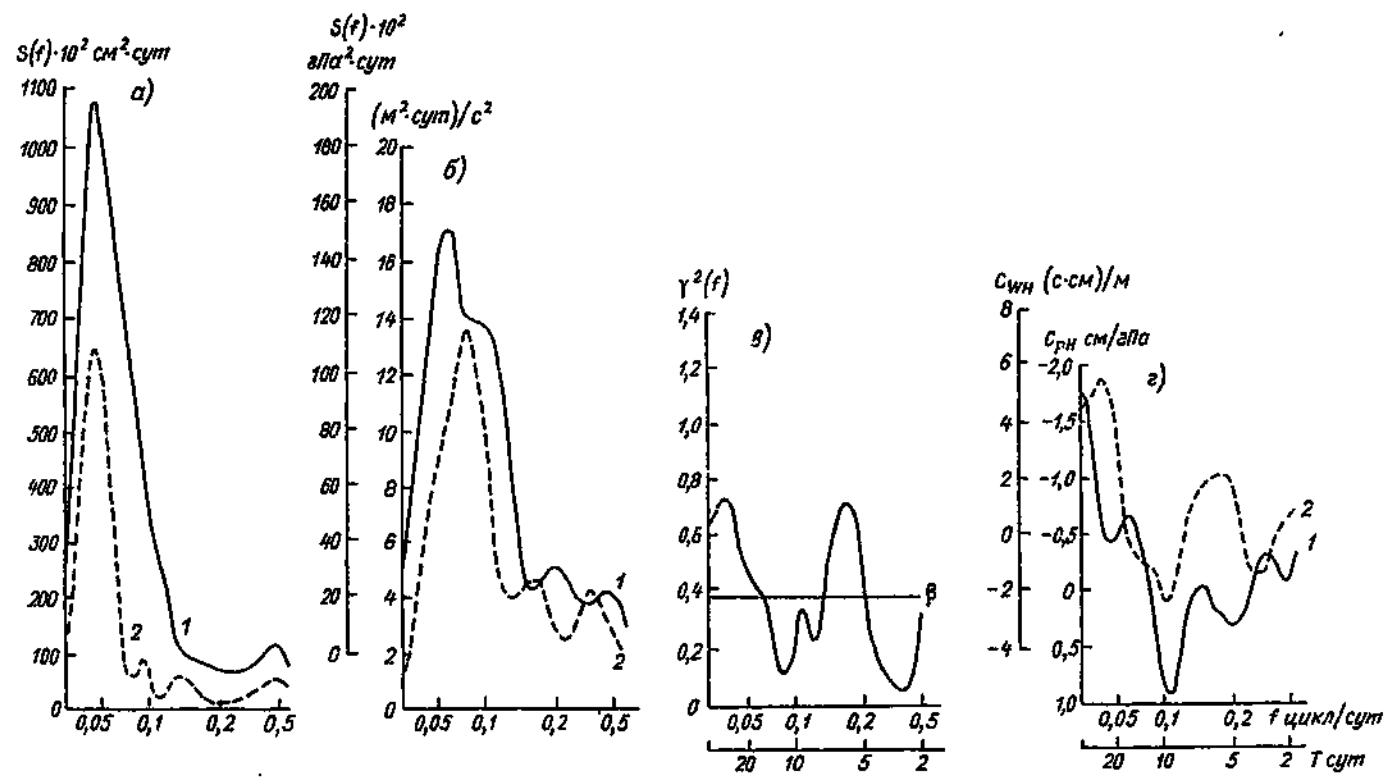


Рис. 27.6. Спектральные характеристики колебаний уровня атмосферного давления и ветра для Эгвекинота, рассчитанные за период 15 августа 1968 г. — 15 марта 1969 г. (доверительные границы функций спектральной плотности равны $0{,}63S(f) - 1{,}8S(f)$; уровень значимой когерентности $\beta = 0{,}39$; число степеней свободы $\nu = 19$; доверительная вероятность $P = 90$ %).

Условные обозначения см. на рис. 27.4.

и ветра в бух. Угольной и Анадыре несколько смещены относительно максимумов спектральных плотностей уровня. Поэтому связь между колебаниями уровня моря и ветром для отмеченных периодов гораздо лучше, чем с атмосферным давлением. Об этом свидетельствует функция частной когерентности. Особенно наглядно указанный факт проявляется в Анадыре, где значение функции ча-

Таблица 27.8

Вклад атмосферного давления и ветра в формирование максимальных подъемов уровня моря при штормовых ситуациях в Анадырском заливе, определенный по уравнениям спектральной регрессии

Пункт	Период наблюдений			Наблюденный максимум, см	Рассчитанный максимум, см	Барическая составляющая, %	Ветровая составляющая, %
бух. Угольная	8—14	X	1978 г.	78	68	0	88
	22—25	X	1978 г.	91	70	17	61
	8—11	XI	1978 г.	78	66	40	44
	17—20	IX	1979 г.	94	91	17	79
	24—26	IX	1979 г.	57	48	41	43
	19—22	I	1979 г.	75	81	42	58
Анадырь	12—14	XI	1965 г.	118	93	7	73
	22—25	XI	1965 г.	108	120	6	94
	2—6	XII	1965 г.	72	93	10	90
	17—20	XI	1982 г.	132	114	4	82
Эгвекинот	22—27	I	1969 г.	124	108	41	46
	17—20	III	1971 г.	88	82	8	85
	23—28	I	1975 г.	77	91	46	54
	2—6	IV	1975 г.	80	64	32	48
	18—21	XI	1975 г.	83	81	28	69
	17—20	XI	1982 г.	91	78	40	45

стной когерентности уровня с ветром $\gamma^2_{HW,p}(f)$ для периода около 5 сут равно 0,81, в то время как значение данной функции с атмосферным давлением $\gamma^2_{Hp,W}(f)$ для этого же периода составляет всего лишь 0,33. В бух. Угольной различие не столь велико, тем не менее $\gamma^2_{HW,p}(f) = 0{,}68$, а $\gamma^2_{Hp,W}(f) = 0{,}40$. В Эгвекиноте картина несколько меняется. Здесь функции частной когерентности между колебаниями уровня и ветром, колебаниями уровня и атмосферным давлением близки между собой и равны соответственно 0,53 и 0,49 на частоте энергонесущего максимума.

Представляет интерес количественная оценка роли вынуждающих сил в формировании максимумов штормовых нагонов, выполненная в [42] по уравнениям спектральной регрессии, речь о которых пойдет в следующей главе. Вклад ветровой и барической составляющих определен в процентах относительно наблюденного нагона (табл. 27.8). Из таблицы следует, что при реальных штормовых ситуациях в бух. Угольной и Эгвекиноте роли ветра и атмосферного давления могут быть соизмеримы. Но тем не менее в большинстве случаев доминирующая роль в формировании нагонов принадлежит ветру. В Анадыре же ветер почти полностью определяет подъемы уровня моря при штормовых ситуациях. Этому благоприятствует расположение пункта в мелководном Анадырском лимане вблизи устья р. Анадыря.

28. Методы расчета и прогноза штормовых нагонов

28.1. Метод спектральной регрессии

При статистическом анализе связи непериодических колебаний уровня моря с вынуждающими силами обнаруживатюся два основных подхода к решению этого вопроса. Один из них, традиционный, основан на использовании метода обычного корреляционного анализа и обычной линейной регрессии [49, 51, 59, 67]. Использование указанного метода позволяет определить для каждой вынуждающей силы свой коэффициент влияния, который является некоторым средним для всего диапазона частот. Однако довольно часто коэффициент влияния (регрессии), вычисленный таким образом, оказывается низким, особенно для вынуждающей силы, которая имеет значительные резкие флюктуации в отдельные короткие периоды и относительно небольшие значения на протяжении остального времени (к такой вынуждающей силе можно отнести ветер). Однако из этого не следует вывод о слабой связи между процессами. Достаточно тесная связь может иметь место, но в каком-либо определенном интервале частот, и выявление ее возможно только при использовании спектральных методов анализа и расчета исследуемых процессов.

Впервые метод спектральной регрессии к анализу колебаний уровня моря и выявлению связей его с метеорологическими элементами применили Хэмон и Хэннан [60]. Дальнейшее развитие и практическое применение указанный метод нашел в ряде работ [11, 12, 16, 47, 58].

Метод спектральной регрессии был успешно реализован для выявления связи колебаний уровня моря с вынуждающими силами в синоптическом диапазоне частот и получения количественных зависимостей между ними для ряда пунктов Анадырского залива [12, 13].

Расчетные формулы метода достаточно подробно представлены в [11, 12, 16], поэтому отметим лишь основные его положения. Метод спектральной регрессии более перспективен по сравнению с методом обычной линейной множественной регрессии, поскольку позволяет учесть сложную внутреннюю структуру процесса и определить связь между исследуемыми элементами в искомом диапазоне частот, где она максимальна. Коэффициенты уравнения определяются по спектральным характеристикам процессов и представляют собой значения действительной части передаточной функции на частотах с максимальным отношением сигнал/шум и максимальными значениями функции множественной когерентности.

Для построения уравнений регрессии использовались ряды наблюдений за уровнем моря, атмосферным давлением и ветром (в проекциях на эффективное направление) в 3 пунктах Анадырского залива: бух. Угольная, Анадырь, Эгвекинот (см. табл. 27.8). Ряды метеорологических элементов не фильтровались от долгопериодной составляющей. Проверка показала, что связь уровня моря с вынуждающими силами при этом несущественно отличается от такой связи при фильтрованных от долгопериодной составляющей рядах, однако использование исходных данных при расчете либо прогнозе непериодических колебаний уровня упрощается. В этом случае можно использовать те значения атмосферного давления и ветра, которые непосредственно измерены на станции. Исключение составил Эгвекинот, где связь между уровнем моря и вынуждающими силами существенно улучшается после предварительной фильтрации низкочастотной составляющей. При этом в качестве одного из предикторов используется отклонение атмосферного давления от его среднего многолетнего значения в данном пункте, равного 1015 гПа.

Подробный анализ спектральных характеристик, отражающих процессы непериодических колебаний уровня моря и вынуждающих сил, а также их взаимосвязь, был изложен в гл. 27. На основании выполненного спектрального анализа в пунктах Анадырского залива рассчитаны угловые коэффициенты регрессии, являющиеся значениями действительной части передаточных функций для периода 5 сут в Анадыре и 15—20 сут в бух. Угольной и Эгвекиноте (рис. 27.4 *г* — 27.6 *г*).

Полученные уравнения (см. табл. 28.1) проверялись на нескольких экстремальных для каждого пункта штормовых нагонах. Необходимо напомнить, что при определении зависимости между непериодическими колебаниями уровня моря и вынуждающими силами (см. гл. 27) использовались ряды уровня, фильтрованные от приливной составляющей 25-часовым скользящим осреднением, но без восстановления максимумов в остаточной непериодической части, которую указанный фильтр частично срезает. Это сказывается на занижении коэффициентов уравнения регрессии и как следствие на занижении вычисленных максимумов нагонов по сравнению с их фактическими значениями. Однако вычисленные значения экстремумов можно скорректировать, зная среднюю продолжительность нагонов, от которой зависит величина занижения максимума. Статистический анализ штормовых нагонов, выполненный ранее, показал, что средняя продолжительность сильных и экстремальных нагонов в Анадырском заливе составляет около 3 сут. При такой продолжительности нагонов 25-часовое скользящее осреднение занижает максимумы на 16 %. Для корректировки максимумов нагонов был определен множитель d, соответствующий проценту их занижения. Множитель получен исхо-

Таблица 28.1

Уравнения спектральной регрессии для пунктов Анадырского залива

Пункт наблюдений	Уравнение спектральной регрессии	d
бух. Угольная	$y = -0{,}88p + 3{,}11W + 872$	1,19
Анадырь	$y = -0{,}21p + 4{,}50W + 205$	1,19
Эгвекинот	$y = -1{,}46\Delta p + 4{,}81W$	1,19

Примечание. Δp — отклонение наблюденного значения приземного атмосферного давления от среднего многолетнего в Эгвекиноте (p = 1015 гПа); d — множитель для корректировки вычисленного максимума нагона; y — в см; p — в гПа; W — в м/с.

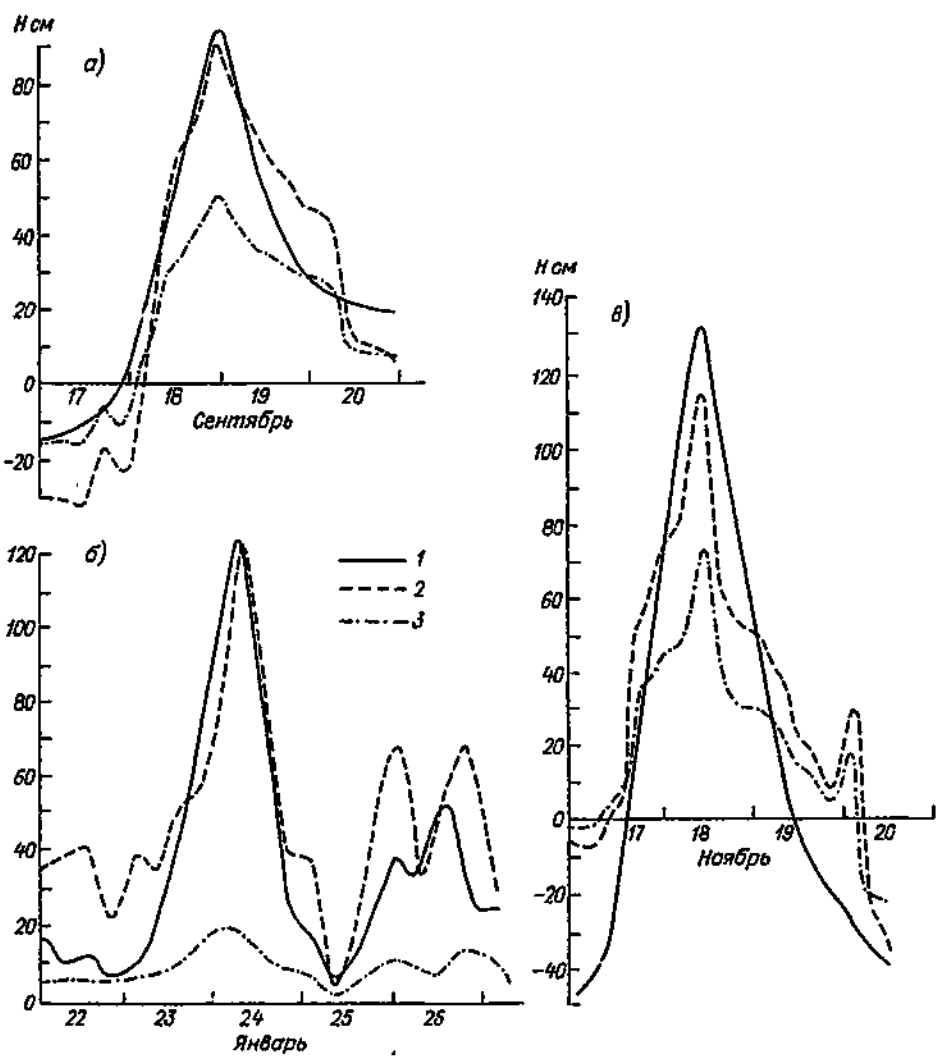


Рис. 28.1. Наблюденный (*1*) и рассчитанный методом спектральной (*2*) и обычной множественной линейной регрессии (*3*) штормовой нагон 17—20 сентября 1979 г. в бух. Угольной (*а*), 22—27 января 1969 г. в Эгвекиноте (*б*) и 17—20 ноября 1982 г. в Анадыре (*в*).

дя из следующих простых соображений. Если максимум фактического нагона принять за 100 см, то при занижении вычисленного максимума на 16 % множитель должен составлять $d = 100 : 84 = 1{,}19$ см.

Сопоставление фактических и вычисленных методом спектральной регрессии значений непериодических колебаний уровня моря для ряда штормовых ситуаций свидетельствует о достаточной эффективности указанного метода (см. рис. 28.1, табл. 27.8). Кривые хода уровня во время нагона, полученные по уравнениям спектральной регрессии, обнаруживают хорошее соответствие с наблюдениями. Средняя абсолютная погрешность определения максимумов для 16 случаев расчета нагонов составила 12,7 см, максимальная погрешность при этом равна 25 см при высоте нагона 118 см. На рис. 28.1 совместно с кривыми, рассчитанными по уравнениям спектральной регрессии, для сравнения приведены кривые, полученные посредством обычной линейной множественной регрессии. Нетрудно видеть явное преимущество первого метода над вторым. Применение метода спектральной регрессии для исследования и расчета штормовых нагонов в Анадырском заливе показало вполне удовлетворительные результаты. Оправдывает себя использование в качестве исходной метеорологической информации наблюдений в отдельных пунктах. Однако необходимо помнить, что ветровые характеристики крайне нестабильны и подвержены значительным вариациям в короткие промежутки времени. Это создает трудности при их определении, а еще больше — при прогнозе. В свою очередь погрешности при определении скорости и направления ветра влекут за собой ошибки в расчете штормовых нагонов. Оценка указанных ошибок (табл. 28.2) показывает, что при совпадении направлений эффективного и наблюденного ветра погрешность при определении скорости ветра лишь на 2 м/с вызывает ошибку в высоте нагона 10 см (Эгвекинот). Существенных значений ошибки расчетов могут достигать при наличии погрешностей в направлении ветра. Так, в Анадыре и Эгвекиноте при скорости ветра 20 м/с погрешность в направлении ветра, равная 40°, может повлечь за собой ошибку в высоте нагона свыше 20 см. Это говорит о необходимости тщательного и критического анализа наблюдений за ветром.

Таблица 28.2

Ошибки расчетов колебаний уровня (см) по уравнениям спектральной регрессии для пунктов Анадырского залива, возникающие при наличии погрешностей в скорости и направлении ветра

Направление ветра, ...	Погрешность скорости 2 м/с	Скорость ветра, м/с	Погрешность направления ветра, ...	
			20	40
бух. Угольная (эффективное направление ветра 20°)				
290	0	5	1	4
310	2	—	—	—
340	5	—	—	—
360	6	10	2	7
20	6	—	—	—
50	6	20	4	14
70	4	—	—	—
90	2	—	—	—
110	0	30	6	22
Анадырь (эффективное направление ветра 90°)				
360	0	5	1	5
20	3	—	—	—
50	7	10	3	11
70	8	—	—	—
90	9	20	5	21
110	8	—	—	—
130	7	—	—	—
150	4	30	8	32
180	0	—	—	—
Эгвекинот (эффективное направление ветра 50°)				
320	0	5	3	6
340	3	—	—	—
360	6	—	—	—
20	9	10	3	11
50	10	—	—	—
70	9	20	6	23
90	7	—	—	—
110	5	—	—	—
140	0	30	8	33

Полученные уравнения спектральной регрессии можно рассматривать как расчетные модели колебаний уровня в синоптическом диапазоне частот. При наличии удовлетворительных прогнозов атмосферного давления и ветра заданной заблаговременности они могут быть использованы в качестве прогностических.

28.2. Численное гидродинамическое моделирование штормовых нагонов в Анадырском заливе

Физико-статистические методы расчета и прогноза позволяют определять количественные значения уровня моря в тех местах побережья, где имеются наблюдения. Однако для нужд навигации, при инженерно-изыскательских работах и строительстве гидротехнических сооружений на шельфе необходимо знать колебания уровня в открытой части бассейна, а также в местах побережья, не освещенных наблюдениями. Решить эту задачу позволяет использование гидродинамических методов расчета.

Объектом такого исследования послужил Анадырский залив, где опасные подъемы уровня моря существенно влияют на народнохозяйственное развитие этого района [12, 41—43]. Разработанная для Анадырского залива модель расчета штормовых нагонов построена на основе теории мелкой воды, впервые внедренной в практику океанографических исследований Ганзеном в 1956 г. [61] и получившей дальнейшее развитие в работах Н. Е. Вольцингера и Р. В. Пясковского [8, 9]. Поскольку горизонтальные размеры Анадырского залива не превышают 400 км, а глубина преобладающей части акватории более 5—10 м, задача численного моделирования нагонов решалась в прямоугольной системе координат и без учета нелинейных (конвективных) членов. Согласно вышеизложенному, исходная система уравнений имеет следующий вид:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = fv - \frac{1}{\rho_w}\frac{\partial p_a}{\partial x} - g\frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\tau_x^S - \tau_x^b}{\rho_w H}; \qquad (28.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -fu - \frac{1}{\rho_w}\frac{\partial p_a}{\partial y} - g\frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{\tau_y^S - \tau_y^b}{\rho_w H}; \qquad (28.2)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial (uH)}{\partial x} + \frac{\partial (vH)}{\partial y} = 0, \qquad (28.3)$$

где u, v — осредненные по вертикали составляющие скорости течений по осям X и Y; t — превышение поверхности моря над невозмущенным уровнем; $f = 2\omega\sin\varphi$ — параметр Кориолиса (ω — угловая скорость вращения Земли, φ — широта места); p_a — приземное атмосферное давление; $H = \xi + R$ — полная глубина моря (R — глубина моря при невозмущенном уровне); ρ_w — плотность морской воды (принималась равной 1,02); g — ускорение свободного падения; τ_x^S и τ_y^S — составляющие касательного напряжения ветра на поверхности моря; τ_x^b и τ_y^b — составляющие придонного трения.

Устойчивость численной схемы достигалась определением соотношений между временными и пространственными шагами посредством критерия устойчивости Куранта—Фридрихса—Леви [55, 57].

Численная аппроксимация уравнений (28.1) — (28.3) выполнена *HN*-методом, в основе которого лежит использование центральных разностей для пространственных и временных производных. Этот метод, разработанный Ганзеном [61], успешно реализован для расчета уровня моря различных природных объектов рядом зарубежных [54—57, 61, 69] и отечественных исследователей [30, 35, 40].

Трение на поверхности и на дне выражалось через общепринятые квадратические зависимости от скоростей ветра и течения. Уровень моря и составляющие осредненных по вертикали скоростей течений в начальный момент времени полагались нулевыми. На твердых границах принято условие непротекания. На жидких границах использовалось сочетание двух условий — гидростатического изменения уровня и излучения [53, 54, 56, 64, 68].

Координатная сетка расчетной области Анадырского залива повернута влево на 30° относительно меридиана, причем ось X направлена вдоль жидкой границы, а ось Y — в сторону залива. Пространственный шаг сетки равен 10 км (рис. 28.2). Временной шаг в соответствии с критерием устойчивости при максимальной глубине района, равной 90 м, принят равным 180 с.

Коэффициент придонного трения равен $2{,}6 \cdot 10^{-3}$, поскольку данное значение наиболее часто употребляется в литературных источниках [14, 19, 27, 30, 63]. Значение коэффициента поверхностного трения, приводимое в литературе, более разнообразно, поскольку оно зависит от скорости ветра, стратификации атмосферы в приводном слое, уровня наблюдений за ветром. В разработанной численной модели, как во многих других [8, 14, 18, 54], коэффициент поверхностного трения принимался равным $3{,}2 \cdot 10^{-3}$ (при этом ветер, используемый в расчетах, должен быть близок к фактическому на высоте 10 м). Таким образом, значения коэффициентов поверхностного и придонного трения, исполь-

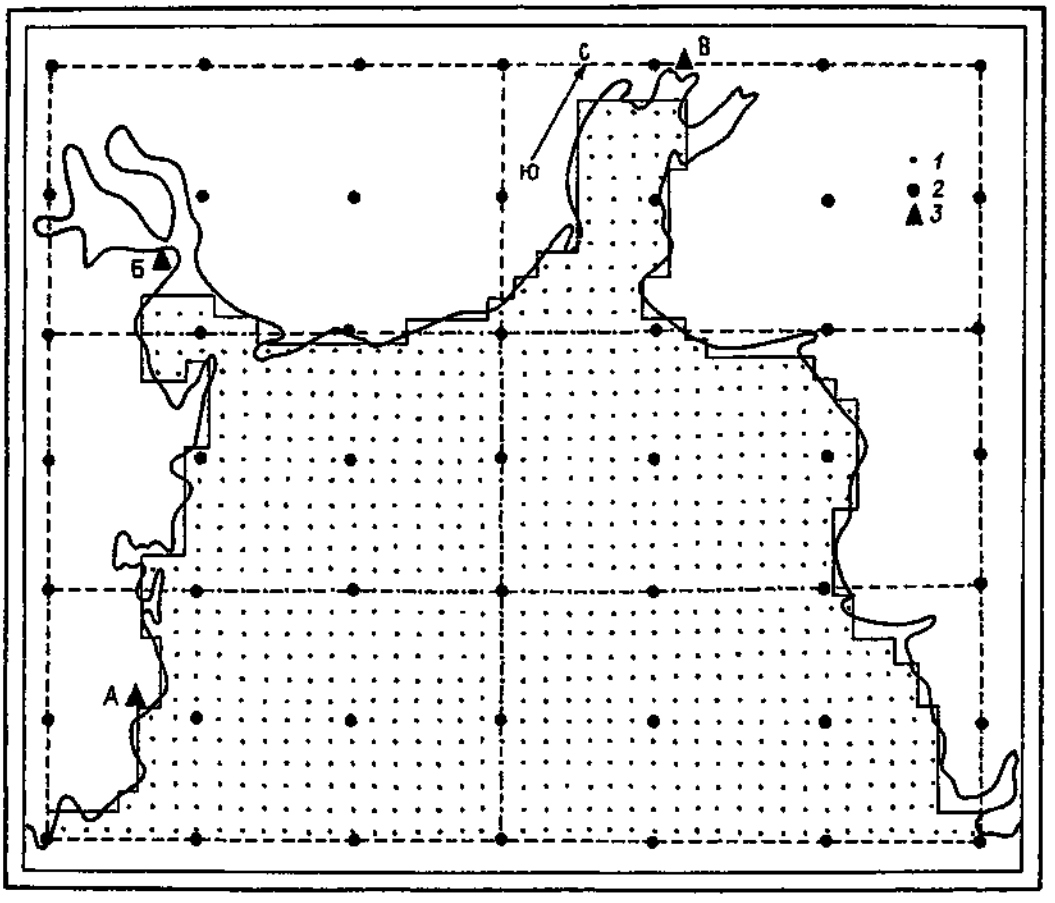


Рис. 28.2. Расчетная сетка Анадырского залива.

Тонкой сплошной линией аппроксимирована береговая граница, пунктирной линией выделены зоны, в которых ветер полагается однородным, а также жидкая граница области расчета.

1 — точки, в которых рассчитывается уровень; *2* — точки, в которых задается атмосферное давление; *3* — пункты наблюдений за уровнем моря: А — бух. Угольная, Б — Анадырь, В — Эгвекинот.

зуемые в [41—43] для моделирования и расчета штормовых нагонов Анадырского залива, определены по литературным источникам.

Исходной метеорологической информацией служили приземное атмосферное давление и ветер. Для учета пространственной неоднородности поля давления его значения определялись по приземным синоптическим картам в 49 опорных точках, равномерно расположенных в пределах области расчета с расстоянием между ними, равным 70 км по оси X и 60 км по оси Y (см. рис. 28.2). Необходимость такого представления поля давления возникла в процессе анализа синоптических карт, который показал, что при прохождении глубоких циклонов исследуемый район может пересекать одновременно от 6 до 8 изобар со стандартным интервалом между ними, равным 5 гПа.

Для учета пространственной неоднородности поля ветра расчетная область Анадырского залива была разделена на 6 одинаковых зон размерами 220 × 120 км, в пределах каждой из которых ветер считался однородным. Ветер рассчитывался по полю атмосферного давления согласно методике А. И. Соркиной [44].

С целью верификации модели были выполнены расчеты для ряда значительных нагонов, наблюдавшихся в Анадырском заливе: 12—14 ноября 1965 г., 22—25 ноября 1965 г., 22—27 января 1969 г., 17—20 марта 1971 г., 18—21 ноября 1975 г., 8—11 ноября 1978 г., 18—23 января 1979 г., 17—20 ноября 1982 г. Сравнение наблюденных и рассчитанных значений непериодических колебаний уровня производилось для трех пунктов, по которым имеются ежечасные наблюдения за уровнем моря: бух. Угольная, Анадырь, Эгвекинот.

Детальный анализ результатов расчета выполнен для штормового нагона 17—20 ноября 1982 г., поскольку для указанного периода имелись синхронные наблюдения за уровнем моря во всех пунктах.

Глубокий циклон с давлением в центре 960 гПа вышел на акваторию Берингова моря со стороны Охотского, смещаясь на северо-восток. После того как центр циклона достиг точки с координатами 57° с. ш. и 169° в. д., циклон стационировал и начал заполняться. Преобладающим направлением ветра было южное и юго-восточное со скоростью, составляющей в отдельных местах 30—35 м/с (рис. 28.3). Усиление ветра над заливом началось 17 ноября с 15 ч по московскому времени, а наибольшей силы ветер достиг к 3—6 ч 18 ноября, после чего начал ослабевать и к 15 ч 19 ноября его скорость не превышала 5—7 м/с.

Реакцию уровня на прохождение атмосферного возмущения в отмеченный период иллюстрируют рис. 28.4—28.9. Максимального развития нагон достиг 18 ноября к 15 ч московского времени (рис. 28.4 *в*). При этом в верховьях Анадырского лимана уровень повысился почти на 1,5 м над приливным, что в сочетании с приливом вызвало затопление отдельных прибрежных участков. В вершине зал. Креста подъем уровня превысил 60 см над приливным. В результате смещения циклона на север и смены направления ветра произошло падение уровня, особенно отчетливо выраженное в северо-западной части залива. Достаточно хорошая согласованность в ходе вычисленного и наблюденного нагонов в пунктах бух. Угольная, Анадырь и Эгвекинот за рассматриваемый период свидетельствует о надежности используемой модели (рис. 28.5).

Для более объективной оценки качества модельных расчетов использовались общепринятые в службе морских гидрологических прогнозов [1, 19, 24, 25, 34] характеристики:

— средняя ошибка расчета

$$\bar{\Delta} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(\xi_i^{\text{н}} - \xi_i^{\text{р}}\right); \qquad (28.4)$$

— средняя абсолютная ошибка расчета

$$|\bar{\Delta}| = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left|\xi_i^{\text{н}} - \xi_i^{\text{р}}\right|; \qquad (28.5)$$

— средняя квадратическая погрешность расчета

$$S = \sqrt{\sum_{i=1}^{N}\left(\xi_i^{\text{н}} - \xi_i^{\text{р}}\right)\Big/(N-1)}; \qquad (28.6)$$

— параметр качества расчета

$$\varepsilon = S/\sigma; \qquad (28.7)$$

— коэффициент корреляции r между $\xi_i^{\text{н}}$ и $\xi_i^{\text{р}}$;

— ошибка определения высот максимумов

$$\Delta\xi = \xi_{\text{макс}}^{\text{н}} - \xi_{\text{макс}}^{\text{р}}; \qquad (28.8)$$

— ошибка во времени наступления максимумов

$$\Delta t = t_{\text{макс}}^{\text{н}} - t_{\text{макс}}^{\text{р}}. \qquad (28.9)$$

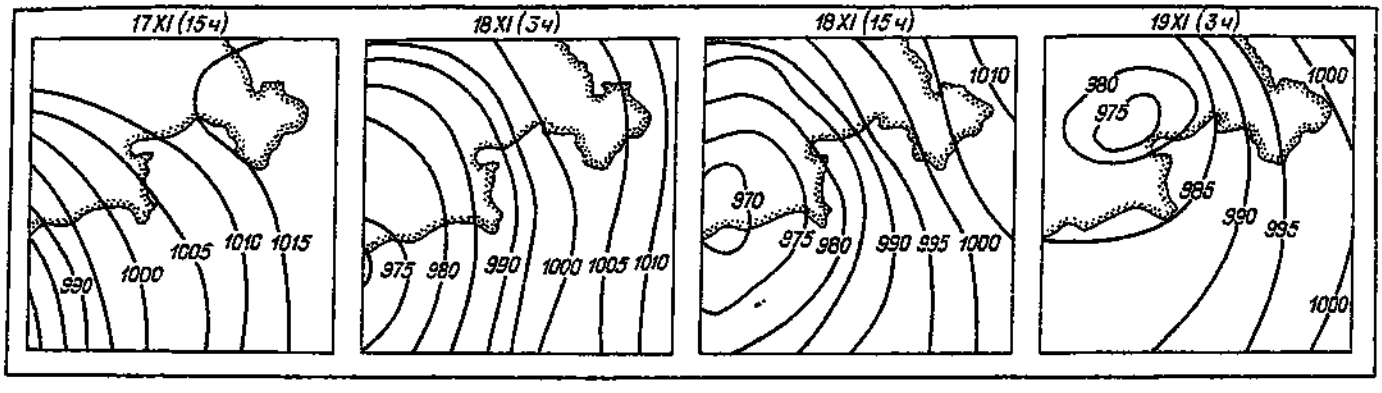


Рис. 28.3. Синоптическая обстановка в районе Анадырского залива во время прохождения циклона 17—20 ноября 1982 г. (время московское).

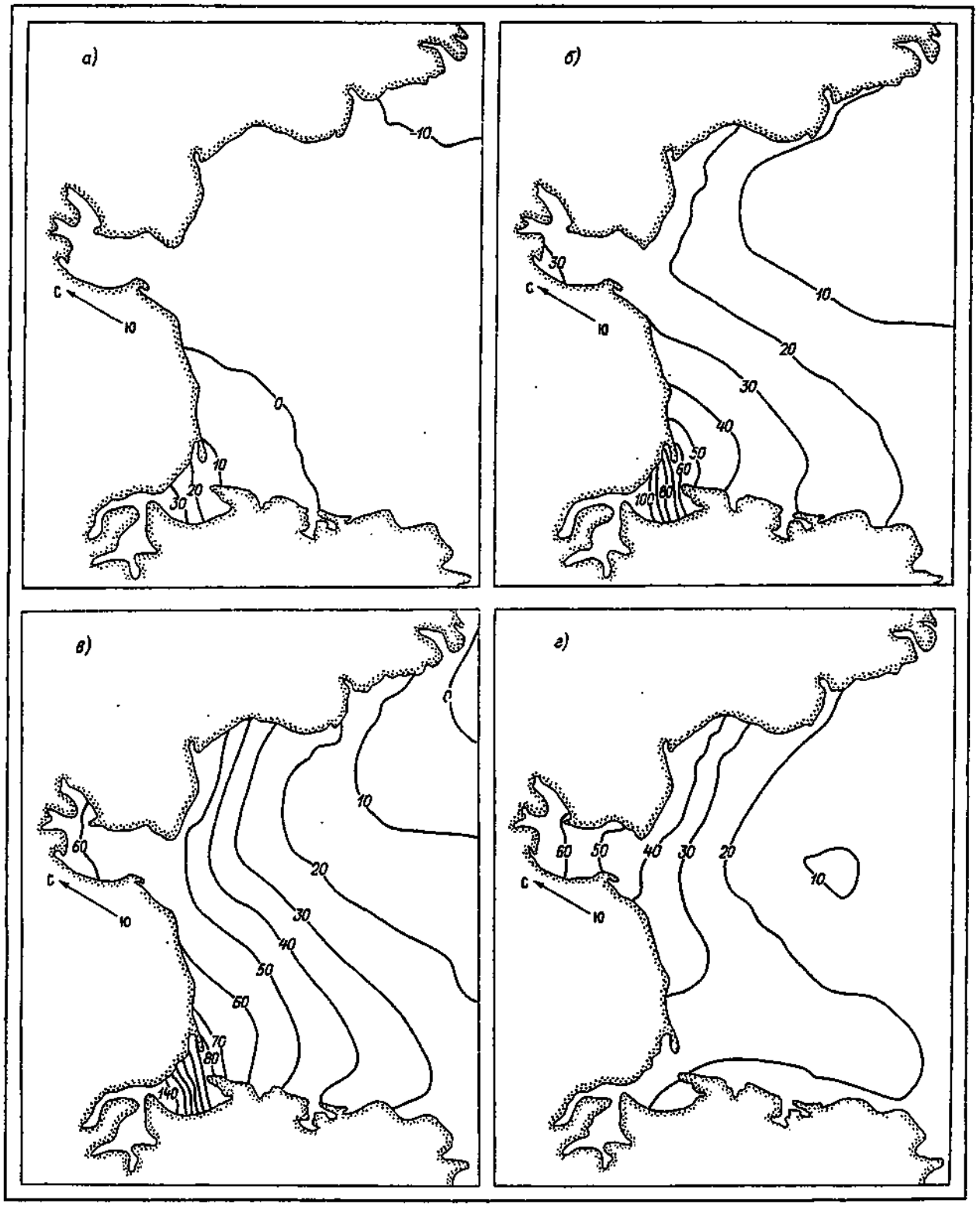


Рис. 28.4. Непериодические изменения уровня Анадырского залива (см) относительно среднего уровня в 15 ч 17 ноября (*а*), в 3 ч (*б*) и в 15 ч 18 ноября (*в*) и в 3 ч 19 ноября 1982 г. (*г*) (время московское).

В уравнениях (28.4) — (28.9) приняты следующие обозначения: ξ_l — ежечасные значения уровня моря; N — число ежечасных уровней, использованных для сравнения; $l = 1, 2, \ldots, N$; σ — среднее квадратическое отклонение наблюденного ряда уровня; верхние индексы „н" и „р" обозначают соответственно наблюденные и рассчитанные характеристики.

Результаты оценки сведены в табл. 28.3. При расчете нагона в Анадыре за период 12—14 ноября 1965 г. получены существенные расхождения между наблюденными и рассчитанными максимумами уровня. По-видимому, отмеченная погрешность расчета вызвана неточным проведением изобар на синоптических картах. Тем не менее, исключая указанный период, расчеты позволили достаточно

точно восстановить максимумы нагонов, причем средняя ошибка в этом случае не превышала ±11 см. В процессе расчетов удалось получить хорошее совпадение моментов наступления максимумов нагонов. В среднем ошибка не превышает ±2...3 ч. Согласно [26], в практике морских гидрометеорологических прогнозов расчеты можно считать удовлетворительными в том случае, если $\varepsilon \leq 0{,}57$ при $N = 15$, $\varepsilon \leq 0{,}62$ при $N = 25$ и $\varepsilon \leq 0{,}67$ при $N > 25$. Исходя из такой оценки критерия качества, все модельные расчеты в целом оказались удовлетворительными, что позволяет судить о достаточной надежности работы самой численной модели в пределах Анадырского залива.

С целью внедрения результатов численных расчетов в оперативную практику получены графические зависимости непериодических колебаний уровня от различных скоростей и направлений ветра для отдельных пунктов Анадырского залива [42, 43]. Вышеупомянутые зависимости представляют собой номограммы, удобные для использования в прогностических целях (рис. 28.6). Учет зависимости колебаний уровня только от ветра обусловлен тем, что, как удалось установить в процессе численных экспериментов, ветер определяет до 80—85 % штормового подъема уровня в Анадырском заливе. Влияние атмосферного давления в этом случае можно учесть при помощи поправок, вычисленных в соответствии с законом „обратного барометра".

Численные эксперименты показывают, что значительные нагонные повышения уровня возможны на побережье и акватории Анадырского залива только при ветрах, направления которых лежат в диапазоне от 45° (северо-восточное) до 225° (юго-западное). Этим объясняется построение номограмм только для указанных направлений. Исходя из рис. 28.6, нагоны одновременно на всей акватории залива возможны лишь при восточном и юго-восточном ветрах. При этом в Анадырском лимане (Анадырь) подъем уровня, вызванный только ветром восточного направления скоростью 30 м/с, может достигать 2,8 м над приливным. На

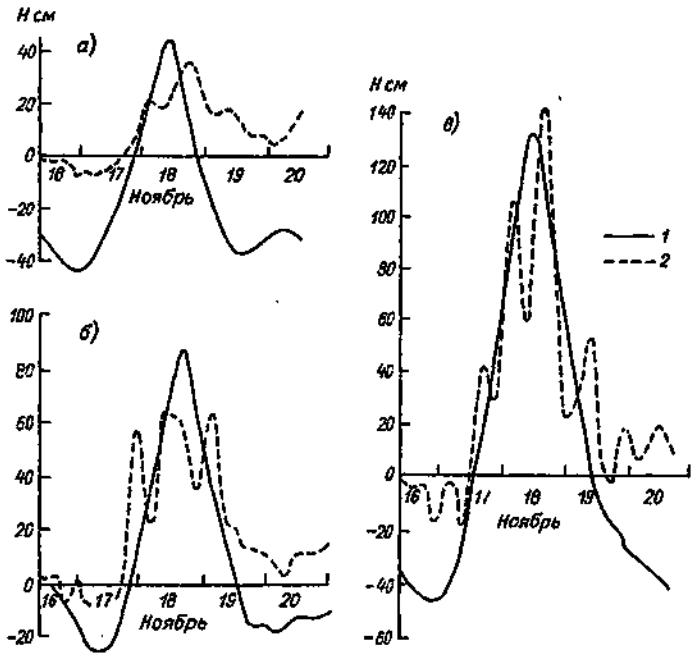


Рис. 28.5. Наблюденные (*1*) и рассчитанные (*2*) непериодические колебания уровня в пунктах бух. Угольная (*а*), Эгвекинот (*б*), Анадырь (*в*) 17—20 ноября 1982 г.

западном побережье залива (бух. Угольная) экстремальные нагоны возможны при северо-восточном и восточном ветрах. Однако вследствие приглубой прибрежной зоны максимум нагона здесь не превышает 1 м. В зал. Креста (Эгвекинот) штормовые подъемы уровня могут быть значительными (более 1,5 м) при юго-восточном и южном ветрах.

Ввиду небольших скоростей перемещения циклонов над данным районом отклик уровня на изменение атмосферного давления, как уже ранее говорилось, близок к закону „обратного барометра". Поэтому поправка на атмосферное давление будет соответствовать повышению уровня на один сантиметр при уменьшении атмосферного давления на 1 гПа. Если же какие-либо отклонения от гидростатического изменения уровня будут иметь место, то по сравнению с ветровыми изменениями уровня моря они пренебрежимо малы.

Таблица 28.3

Характеристики качества расчета штормовых нагонов в Анадырском заливе

Пункт	Период сравнения	Наблюденный максимум, см	N	$\bar{\Delta}$ см	$\lvert\bar{\Delta}\rvert$ см	S см	$\Delta\xi$ см	Δt ч	r	ε
Анадырь	12—14 XI 1965 г.	118	28	20,0	22,2	29,4	48	2	0,80	0,43
	22—25 XI 1965 г.	108	33	−8,0	18,3	23,7	−25	−3	0,80	0,84
Эгвекинот	22—27 I 1969 г.	124	104	22,5	23,1	29,3	2	2	0,81	0,56
	17—20 III 1971 г.	88	61	30,7	30,9	37,2	−2	1	0,66	0,63
	18—21 XI 1975 г.	83	61	13,5	17,2	22,1	10	5	0,62	0,47
бух. Угольная	8—11 XI 1978 г.	78	43	10,0	15,9	18,9	25	0	0,81	0,36
	19—22 I 1979 г.	75	98	−1,8	5,3	6,4	2	1	0,96	0,19
Анадырь	17—20 XI 1982 г.	132	40	5,4	22,7	28,6	−11	−4	0,75	0,35
Эгвекинот	17—20 XI 1982 г.	91	37	−0,2	17,3	22,3	26	5	0,56	0,42

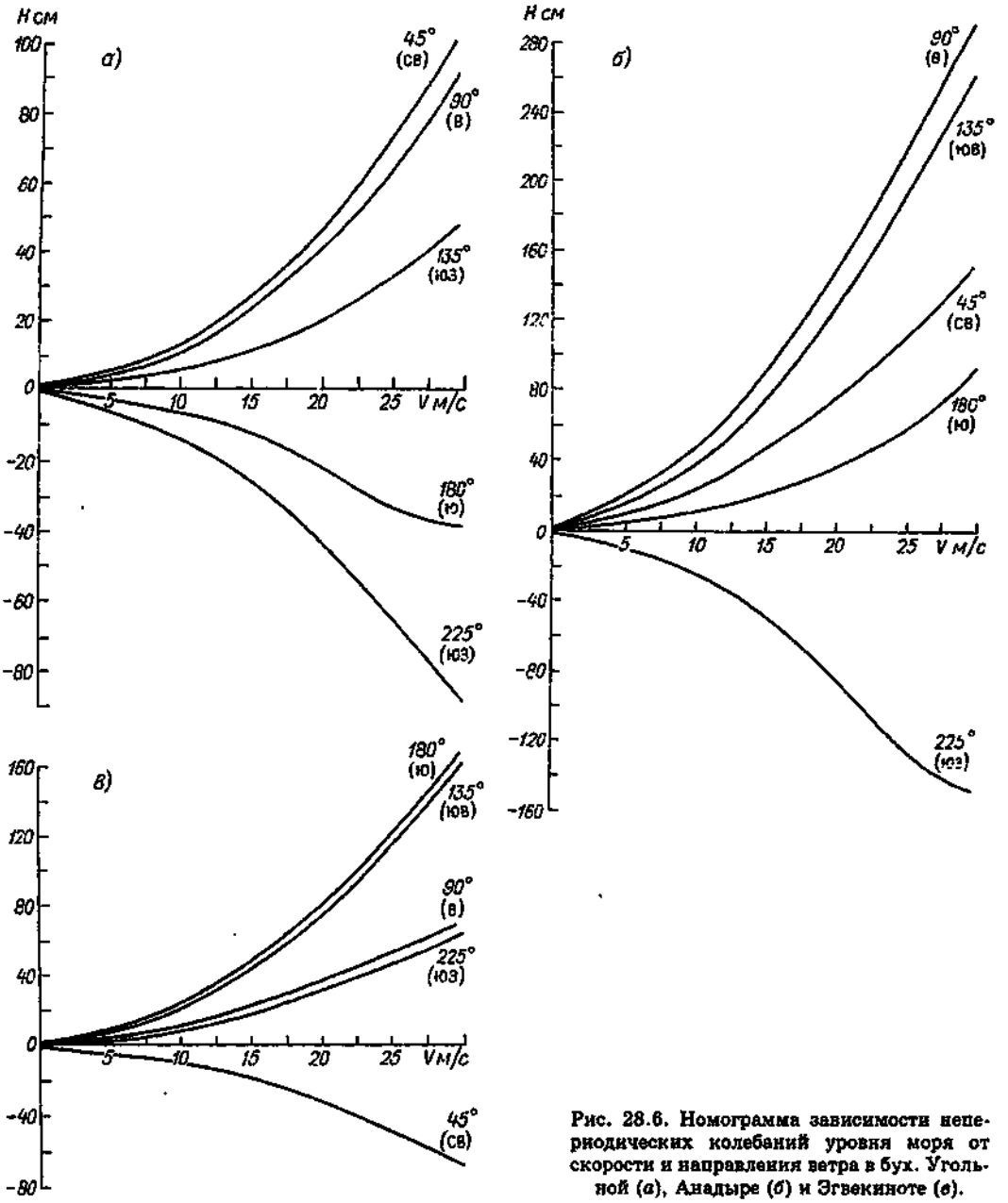


Рис. 28.6. Номограмма зависимости непериодических колебаний уровня моря от скорости и направления ветра в бух. Угольной (*а*), Анадыре (*б*) и Эгвекиноте (*в*).

Заключение к ч. VI

В разделе рассмотрены основные особенности и закономерности формирования уровенного режима Берингова моря, методы его расчета и прогноза; расчетным путем и непосредственно по наблюдениям получен ряд важных характеристик.

В Беринговом море наблюдается монотонный подъем среднего уровня моря (положительный тренд) со скоростью, близкой к эвстатическим изменениям уровня и равной 1,6—1,8 мм/год. Несколько выше скорость тренда уровня в Анадырском заливе, что вызвано существенным влиянием стока р. Анадыря. Значительны и межгодовые изменения уровня, максимум которых составляет 20—25 см.

Полное значение сезонных колебаний уровня Берингова моря, согласно наблюдениям, составляет 40—50 см, а в северной части моря (о. Ратманова) достигает почти 1 м.

Для акватории моря характерен ярко выраженный сезонный ход изменений среднего уровня с максимумом в декабре—январе и минимумом в апреле—мае, среднее значение которых варьирует от 10 см на юге до 20—25 см в северной части моря. Иной характер сезонных колебаний уровня наблюдается в предустьевых районах — Анадыре и Усть-Камчатске. Им свойственны два максимума и два минимума.

Основными причинами, вызывающими сезонную изменчивость среднего уровня Берингова моря, являются сезонная изменчивость поля атмосферного давления, связанная с ним муссонная циркуляция атмосферного воздуха, сезонная изменчивость водообмена моря с Тихим океаном через проливы Алеутской гряды. В предустьевых районах доминирующую роль в процессе сезонной изменчивости уровня играет колебание стока рек.

Согласно наблюдениям, максимальные отклонения суммарного уровня относительно среднего уровня моря на преобладающей части отечествен-

ного побережья Берингова моря соизмеримы с максимальными понижениями уровня и варьируют в пределах 1,1—1,4 м, лишь в Анадырском заливе достигая 2,0—2,5 м.

На основе имеющихся материалов наблюдений построены функции распределения экстремальных уровней, позволяющие получить значения максимальных и минимальных уровней редкой повторяемости (1 раз в 50 лет, 1 раз в 100 лет) для пунктов, расположенных на отечественном побережье моря.

Анализ синоптических колебаний уровня (нагонов) показал, что наибольшая их повторяемость и интенсивность приходится на осенне-зимний период, преимущественно сентябрь—февраль, что связано с активизацией циклонической деятельности в атмосфере в это время года. Экстремальные нагоны, достигающие 1,2—1,6 м над средним уровнем, отмечаются только в Анадырском заливе. Повторяемость их невелика и не превышает 3—7 % от общего числа нагонов. Сильные нагоны, достигающие высоты 75—95 см над средним уровнем моря, наблюдаются практически вдоль всего отечественного побережья Берингова моря с повторяемостью от 3—5 % на юге до 8—12 % в Анадырском заливе. Средняя продолжительность нагонов лежит в пределах 4,2—4,4 сут и лишь в Эгвекиноте составляет около 3 сут.

При помощи спектрального анализа рядов непериодических колебаний уровня моря и метеорологических элементов в пунктах побережья Анадырского залива выявлены синоптические колебания с периодами 5 сут в Анадыре и 15—20 сут в бух. Угольной и Эгвекиноте, обусловленные прохождением барических образований в атмосфере с аналогичными периодами. Оценка вклада отдельных факторов в процесс формирования штормовых нагонов показывает доминирующую роль ветра в Анадырском заливе.

Рассмотрены методы расчета и прогноза штормовых нагонов, применяемые в Анадырском заливе. Приводятся количественные зависимости между непериодическими колебаниями уровня моря и вынуждающими силами (атмосферным давлением и ветром) в синоптическом диапазоне частот, полученные при помощи метода спектральной регрессии. Сравнение результатов вычислений максимальных нагонов с наблюдениями для 16 случаев показывает, что средняя абсолютная ошибка равна 12,7 см при высоте нагонов от 57 до 132 см.

Подробно приводятся результаты численного гидродинамического моделирования штормовых нагонов в Анадырском заливе, базирующиеся на решении уравнений теории мелкой воды. Верификация результатов модельных расчетов нагонов с натурными данными показывает надежность работы численной модели в пределах Анадырского залива. С целью внедрения результатов численного моделирования штормовых нагонов в оперативную практику построены номограммы зависимости высоты нагона от скорости и направления ветра.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К Ч. VI

1. Абузяров З. К., Шамраев Ю. И. Морские информации и прогнозы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 219 с.

2. Алексеев Г. В. Об эффективности сглаживания и влияния дискретности рядов уровенных наблюдений при изучении составляющих колебаний уровня // Труды ААНИИ. — 1970. — Т. 291. — С. 58—67.

3. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеополей посредством естественных ортогональных составляющих // Труды ЦИП. — 1959. — Вып. 74. — С. 3—24.

4. Баскаков Г. А. Выделение непериодической составляющей из суммарных колебаний уровня // Проблемы Арктики и Антарктики. — 1973. — Вып. 41. — С. 17—23.

5. Белинский Н. А., Глаголева М. Г. Метод изучения и расчета непериодических течений в море // Метеорология и гидрология. — 1960. — № 3. — С. 18—25.

6. Бендат Дж., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов. — М.: Мир, 1971. — 408 с.

7. Владимирский Н. П. Уровень // Гидрологический справочник морей СССР. Т. X. Берингово море. Вып. 2. — Л., 1950. — С. 5—44.

8. Вольцингер Н. Е., Пясковский Р. В. Основные океанологические задачи теории мелкой воды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 300 с.

9. Вольцингер Н. Е., Пясковский Р. В. Теория мелкой воды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 207 с.

10. Герман В. Х. Исследование и расчет вероятностных характеристик экстремальных уровней моря // Труды ГОИН. — 1971. — Вып. 107. — 150 с.

11. Герман В. Х. Спектральный метод построения уравнений регрессии для расчета непериодических колебаний уровня моря // Метеорология и гидрология. — 1976. — № 7. — С. 65—72.

12. Герман В. Х., Левиков С. П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. — Л.: Гидрометеоиздат, 1988. — 229 с.

13. Герман В. Х., Савельев А. В. Расчет и прогноз опасных подъемов уровня моря методом спектральной регрессии (на примере Охотского и Берингова морей) (Методическое письмо). — М.: Гидрометеоиздат, 1986. — 12 с.

14. Гетман Н. Ф. Расчет сгонно-нагонных колебаний уровня в Северном Каспии // Труды Гидрометцентра СССР. — 1973. — Вып. 127. — С. 16—23.

15. Гидрологическое обоснование изменчивости уровней по кривым распределения // Труды Союзморниипроекта. — 1968. — Вып. 20 (26). — С. 50—57.

16. Глуховский Б. Х., Герман В. Х., Филиппов Ю. Г. Методы расчета непериодических колебаний уровня моря (ГУГМС, ГОИН, методическое письмо). — М., 1975. — 96 с.

17. Дворкин Е. Н. К методике исключения приливной составляющей из суммарных колебаний уровня // Материалы Всесоюз. совещания-семинара по изучению уровня моря. — М., 1967. — С. 37—42.

18. Денисов В. В. К расчету непериодических колебаний уровня Баренцева моря // Труды ГОИН. — 1977. — Вып. 138. — С. 89—95.

19. Зенин В. А. Метод водного нивелирования // Труды ГОИН. —1961. — Вып. 61. — С. 66—116.

20. Инструкция по оценке качества методов и оправдываемости морских гидрологических прогнозов. — М.: Гидрометеоиздат, 1965. — 88 с.

21. Калинин Г. П., Клиге Р. К., Бреслав Е. И. К расчету колебаний среднего уровня океана // Водные ресурсы. — 1974. — № 1. — С. 3—14.

22. Кан С. И. Метод краткосрочного прогноза уровня северной части Каспийского моря // Труды ЦИП. — 1948. — Вып. 3 (30). — С. 3—50.

23. Клиге Р. К. Влияние изменения глобального водообмена на уровень океана // Колебания уровня моря. — М., 1982. — С. 108—114.

24. Карпова Л. А., Свинухова Р. Э. Режим циклонической деятельности над Беринговым морем // Труды ДВНИГМИ. — 1962. — Вып. 14. — С. 88—95.

25. Кругляк Г. А., Померанец К. С. Результаты применения гидродинамического метода прогноза и расчета наводнений в Ленинграде // Метеорология и гидрология. — 1976. — № 11. — С. 46—54.

26. Кудрявая К. И., Серякова Е. И., Скриптунова Л. И. Морские гидрологические прогнозы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 310 с.

27. Лабзовский Н. А. Непериодические колебания уровня. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971. — 237 с.

28. Ласточкин А. К. О соотношении скоростей эвстатических колебаний Мирового океана и вертикальных тектонических движений на континентах // Изв. ВГО. — 1981. — Т. 113, вып. 2. — С. 137—143.

29. Литке Ф. П. Путешествие вокруг света, совершенное по повелению Государя Императора Николая I на военном шлюпе „Сенявине" в 1826, 1827, 1828 и 1829 годах флота капитаном Федором Литке. Ч. III. — СПб: Тип. III отд-ния собственной е и в канцелярии, 1834—1836. — 270 с.

30. Любицкий Ю. В. Расчет штормовых нагонов на юго-восточном побережье о. Сахалин // Метеорология и гидрология. —1983. — № 10. — С. 73—79.

31. Марютин Т. П. Уравнение прогноза нагонных уровней в дельте Северной Двины // Труды ГГИ. —1941. — Сер. 5, вып. 1. — С. 108—116.

32. Марютин Т. П. Методы обработки наблюдений над уровнем моря, различные его расчеты и экстраполяция найденных экстремумов // Труды ГОИН. — 1969. — Вып. 55. — С. 122—171.

33. Мустафин Н. В. О катастрофических нагонах в юго-восточной части моря Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики. — 1961. — Вып. 7. — С. 33—38.

34. Наставление по службе прогнозов. Разд. 3, ч. III. — Л.: Гидрометеоиздат, 1975. — 136 с.

35. Овсиенко С. Н. Расчет штормовых нагонов в Азовском море //Метеорология и гидрология. — 1977. — № 4. — С. 76—81.

36. Победоносцев С. В. Определение влияния плотности морской воды на изменения уровня моря (методическая записка). — М.: ГОИН, 1976. — 19 с.

37. Потанин В. А. О баренцевоморских и беломорских штормовых нагонах // Природа и хозяйство Севера. — 1971. — Вып. 3. — С. 148—154.

38. Потанин В. А., Денисов В. В. К вопросу о корректном применении фильтра Дудсона при исследовании непериодических колебаний уровня моря // Труды ГОИН. — 1970. — Вып. 103. — С. 74—86.

39. Руководство по расчету элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях. — Л.: Гидрометеоиздат, 1973. — 535 с.

40. Рыбак Б. Х. К расчету штормовых нагонов в Белом море // Труды Гидрометцентра СССР. — 1969. — Вып. 51. — С. 54—63.

41. Савельев А. В. Численное моделирование штормовых подъемов уровня в Анадырском заливе / Гос. океанограф. ин-т. — М., 1984. — 28 с. Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД 14.12.84, № 356 ГМ-Д84.

42. Савельев А. В. Метод расчета штормовых нагонов в Анадырском и Пенжинском заливах // Метеорология и гидрология. — 1987. — № 7. — С. 74—80.

43. Савельев А. В. Численное моделирование штормовых нагонов в Анадырском и Пенжинском заливах и возможность их прогнозирования // Тез. докл. III съезда океанологов. Физика и химия океана (Полярная и региональная океанология). — Л., 1987. — С. 107—108.

44. Соркина А. И. Построение карт ветровых полей для морей и океанов // Труды ГОИН. — 1958. — Вып. 44. — 74 с.

45. Тимонов В. В. О кинематическом анализе приливов // Труды ГОИН. — 1959. — Вып. 37. — С. 185—204.

46. Тимофеева Т. П. Данные о структуре и изменчивости климата. Давление воздуха на уровне моря (Северное полушарие). — Обнинск, 1980. — 207 с.

47. Фирсов П. В. Исследование и прогноз штормовых нагонов на западном побережье Японского моря. — М., 1984. — 51 с. — Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД 23.01.84, № 275 ГМ-Д84.

48. Шереметьевская О. И. Естественные ортогональные функции полей уровня вдоль побережья Азовского и Балтийского морей // Труды Гидрометцентра СССР. — 1973. — Вып. 127. — С. 34—46.

49. Amin M. A statistical analysis of storm surges in Torres Strait // Australian J. Mar. Freshwater Res. — 1978. — Vol. 29, N 4. — P. 478—496.

50. Blakman D. L., Graff J. The analysis annual extreme sea level at certain ports in Suthern England // Proc. Ins. Civ. Eng. — 1978. — Pt. 2, 65. — P. 339—357.

51. Carrett C., Toulang B. Sea level variability due to meteorological forcing in the north-east gulf of St. Lawrence // J. Geophys. Res. — 1982. — Vol. 87, N 3. — P. 1968—1978.

52. Cornitz V., Lebedeff C., Hansen J. Global sea level trend in the past century // Science. — 1982. — Vol. 215, N 4540. — P. 1611—1614.

53. Davies A. M., Flather R. A. Computations of the storm surges of 1 to 6 April 1973 using numerical model of the North West European Continental shelf and the North Sea // Deutsche Hydrogr. Zeitschr. — 1977. — Vol. 30, N 5. — P. 139—162.

54. Duun-Christensen J. T. Investigations on the practical use of a hydrodinamic numeric method for calculations of sea level variations in the North Sea, the Skagerrak and Kattegat // Deutsche Hydrogr. Zeitschr. — 1971. — Vol. 24, N 5. — P. 73—89.

55. Duun-Christensen J. T. The representation of the surface pressure field in a two-dimensional hydrodynamic numerical model for the North Sea, the Skagerrak and Kattegat // Deutsche Hydrogr. Zeitschr. — 1975. — Vol. 28, N 3. — P. 97—116.

56. Flather R. A., Davis A. M. Note on a preliminary scheme for storm surge prediction using numerical model // Quart. J. R. Met. Soc. — 1976. — Vol. 102. — P. 123—132.

57. Flather R. A., Heaps N. S. Tidal computations for Morecambe Bay // Geophys. J. R. Astron. Soc. — 1975. — Vol. 42. — P. 489—517.

58. Groves G. W., Hannan E. The series regression of sea level on weather // Rev. Geophys. — 1968. — Vol. 6, N 2. — P. 129—174.

59. Hamblin P. F. Storm surge forecasting method in enclosed seas // Proc. 16-th Coast. Eng. Conf., Hamburg. —1978. — N. Y., 1979. — Vol. 1. — P. 514—518.

60. Hamon B. V., Hannan E. J. Estimating relations between time series // J. Geophys. Res. — 1963. — Vol. 68, N 21. — P. 6033—6042.

61. Hansen W. Theorie sur Errechnung des Wassertandes und der Strömungen in Randmeeren nebst Anwendangen // Tellus. — 1956. — Vol. 8. — P. 287—300.

62. Harris R. A. Manual of tides, Part IV B, cotidal lines of the world, Appendix N. 5. — Washington, 1904. — P. 317—400.

63. Heaps N. S. Three-dimensional numerical model of the Irish Sea // J. Roy. Astron. Soc. — 1973. — Vol. 35, N 1. — P. 99—120.

64. Henry R. F., Heaps N. S. Storm surges in the Southern Beaufort Sea // J. Fish. Res. Board of Canada. — 1976. — Vol. 33, N 10. — P. 2362—2376.

65. Keers J. E. The meteorological conditions leading to storm surges in the North Sea // Meteorol. Mag. — 1966. — Vol. 95, N 1130. — P. 261—273.

66. Koopmann G. Wasserstandserhöungen in der Deutschen Bucht infolge von schwingungen und Schwallerscheinungen, insbeson der bei der sturnflun Vom 16/17 Februar 1962. Zusammenfassung // Ber. Dtsch. Wetterdienstes. — 1963. — Bd. 12, N 19. — S. 74—79.

67. Pore N. A. Automated forecasting of extratropical storm surges // Proc. 15-th Coast Eng. Conf., Honolulu, Haw., 1976. — N. Y., 1977. — Vol. 1. — P. 906—920.

68. Reid R. O., Bodin B. R. Numerical model for storm surges in Galveston Bay // J. Waterways and Harbor Division, ASCE. — 1968. — Vol. 94, N WW I. — P. 33—57.

69. Timmerman H. Meteorological effects on tidal heights in the North Sea // Koninklijk Nederlands Meteorologisch. Instituut mededeeingen en verhandelingen. — 1977. — N 9. — 140 s.

Часть VII. НЕПЕРИОДИЧЕСКИЕ ТЕЧЕНИЯ

Имеющийся к настоящему времени массив данных инструментальных измерений течений недостаточен, чтобы представить единую картину движений вод Берингова моря. Эти данные распределены неравномерно и приходятся в основном на теплый период года. Достаточно хорошо освещен наблюдениями только восточно-беринговоморский шельф, а в глубоководной части моря имеются единичные измерения.

Имеющиеся сейчас данные не позволяют получить характеристики сезонной и внутригодовой изменчивости течений, поэтому в настоящем разделе пространственно-временная циркуляция вод Берингова моря рассматривается на основании диагностических расчетов. Для уточнения и проверки полученных результатов используются материалы всех имеющихся инструментальных измерений течений.

29. Состояние изученности непериодических течений и водообмена через проливы Берингова моря

29.1. Состояние изученности непериодических течений

Первые сведения о течениях Берингова моря, представленные в работе 1890 г. Долла и С. О. Макарова [21], были основаны больше на логических заключениях, чем на фактическом материале.

Шульц [78] предложил первую схему, полученную на основе обобщения довольно обширных материалов судовых гидрометеорологических наблюдений. Сравнивая сезонные карты для ветра и циркуляцию вод моря, он показывает их тесную взаимосвязь. Автор считает, что зимой под действием ветра поверхностные течения меняются на обратные.

Г. Е. Ратманов [31] представил схему течений, построенную по результатам гидрологической съемки с помощью динамического метода. Он показал, что главным фактором, определяющим систему течений в Беринговом море, является приток воды в море через проливы Алеутской гряды. Им показано, что основная масса тихоокеанских вод поступает в Берингово море через прол. Ближний и восточные проливы в районе о. Уналашка. Воды, поступающие через прол. Ближний, распространяются в северо-восточном направлении, пересекая все море. В западной половине моря образуется обширный циклонический круговорот, а в юго-восточной — антициклонический. В Беринговом проливе течение направлено на север. Несмотря на все известные недостатки, схема Г. Е. Ратманова долгое время оставалась наиболее признанной (рис. 29.1 *а*).

Барнес и Томпсон [43] по материалам наблюдений судов „Ганнет" и „Челан" (1933—1934 гг.) первыми рассчитали скорости течений через проливы вблизи о. Танага и пришли к важному выводу — об однонаправленности поверхностных и придонных течений и уменьшении их скоростей с глубиной.

В работе Гудмана и др. [55] приводится схема течений для Берингова моря, которая основана на материалах наблюдений американского судна „Норсленд" летом 1937 и 1938 гг. и исследований предыдущих авторов. Помимо сводной карты течений, которая почти полностью повторяет схему Г. Е. Ратманова на большей части акватории моря, авторами представлены четыре динамические карты (относительно отсчетной поверхности 50 Па) для северной части моря (бассейн Чирикова и зал. Нортон). Эта работа дополнила имевшиеся сведения о течениях в восточной и северной частях моря.

Исследования, проведенные в начале 60-х годов американскими и японскими учеными [65—68, 76, 85, 86], не внесли существенных дополнений в схему Г. Е. Ратманова, за исключением некоторых деталей, относящихся к южной части моря.

Существенные отличия от всех рассмотренных ранее схем получены в работах А. К. Леонова [19, 20], который, исходя в основном из умозрительных предположений, а также немногочисленных наблюдений (в основном для крайней северной части моря), предпринял попытку установить основные источники энергии и движения вод в Беринговом море. Карты течений, полученные А. К. Леоновым, не получили признания. Отличаясь от схем течений Шульца, Г. Е. Ратманова и других авторов, они не подтвердились и в более поздних работах.

Опубликованная гидрографической службой ВМС США карта поверхностных течений [85] дополнила схему Г. Е. Ратманова сведениями о течениях в Бристольском заливе, где не имелось данных о циркуляции вод.

А. Д. Добровольским [13] после обобщения материалов наблюдений „Витязя" в западной части моря была предложена новая схема течений для поверхностного слоя Берингова моря. Она составлена на основе анализа и обобщения большого числа динамических карт, а также литературных источников. В качестве общего фона для построения сводной карты была использована схема Г. Е. Ратманова, по данным которой заполнялись все „белые пятна". Карта А. Д. Добровольского, хотя и имеет общие черты с картой Г. Е. Ратманова, содержит много нового. Главной ее особенностью, как считает В. С. Арсеньев [2], являются течения северо-западного направления, показанные в области, прилегающей к восточному материковому склону, и которые нашли свое подтверждение в дальнейших исследованиях.

А. Д. Добровольский и В. С. Арсеньев [14], по результатам работ исследовательских судов „Витязь" (1950—1953 гг.) и „Нерпа" (1955—1956 гг.), представили схему течений Берингова моря, на которой основная масса воды следует из океана в море через проливы Алеутской гряды в трех районах: через восточную часть прол. Ближнего; вос-

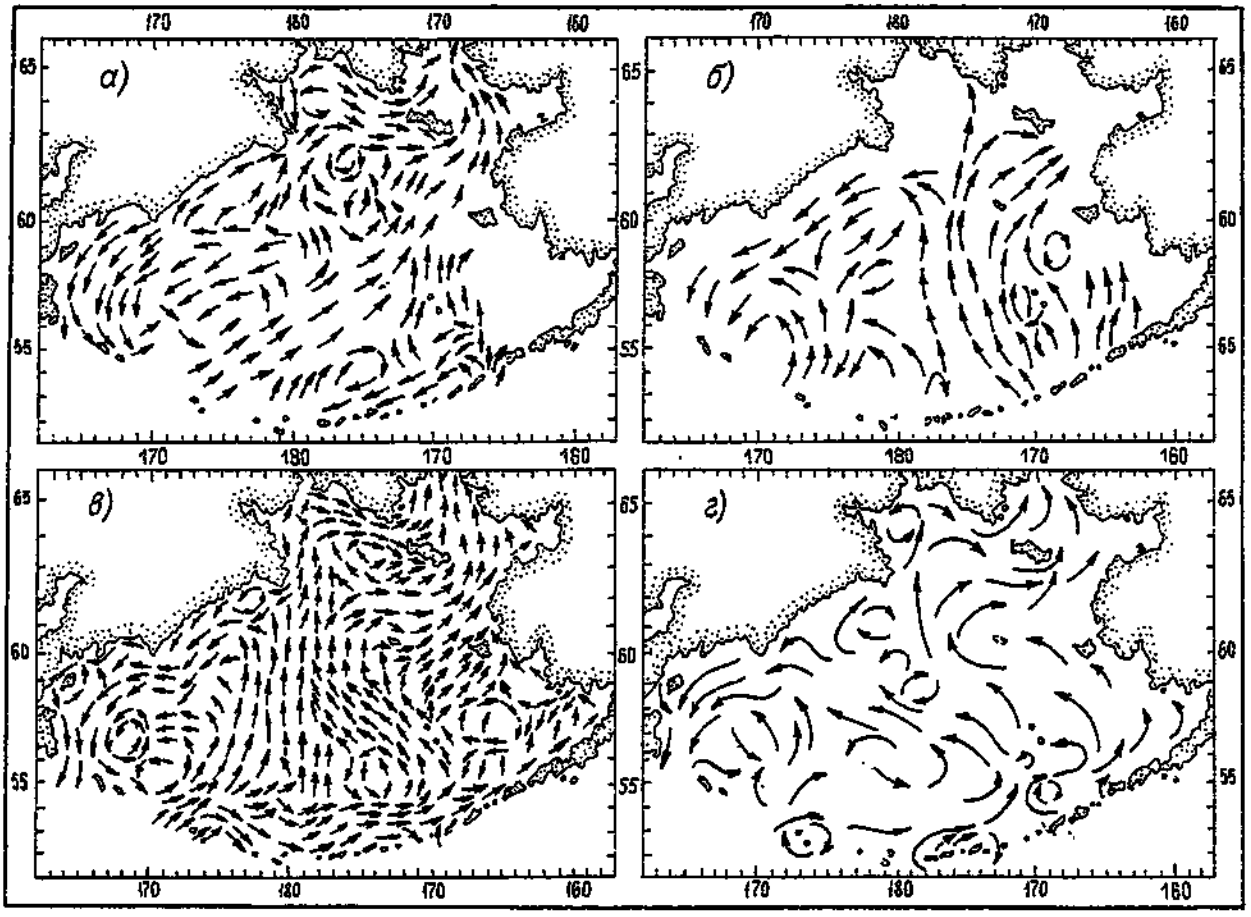


Рис. 29.1. Схемы циркуляции вод Берингова моря: Г. Е. Ратманова [31] (*а*), В. В. Натарова [26] (*б*), В. С. Арсеньева [2] (*в*) и Отани [71] (*г*).

точнее Четырехсопочных островов и почти через все проливы о-вов Лисьих; между островами Крысьими и Андреяновскими (проливы Амчитка, Танага и др.).

Незначительное поступление вод отмечается также в восточной части Камчатского пролива, которое, по утверждению авторов, обусловлено местной антициклонической циркуляцией вокруг Командорских островов. Здесь же было высказано предположение о существовании подобных круговоротов и вокруг других островов Алеутской гряды. Отличием этой карты от схемы Г. Е. Ратманова является поток вод северо-западного направления в центральной части моря. Впервые предложены названия для отдельных течений, которые отражены на карте.

К основным недостаткам схемы А. Д. Добровольского и В. С. Арсеньева следует отнести то, что остались неосвещенными заливы Нортон и Бристольский, прол. Литке, а также не разрешены неясности в циркуляции вод Анадырского залива. Слабо затронуты вопросы глубинной циркуляции и сезонной изменчивости течений Берингова моря.

Додимид и др. [52], основываясь на наблюдениях течений при помощи бутылочной почты, доказали наличие устойчивого восточного переноса вод вдоль северной периферии Алеутских островов. В Бристольском заливе они отметили циклоническую циркуляцию вод.

Большой вклад в исследование особенностей циркуляции вод Берингова моря был внесен В. В. Натаровым [26, 27]. Располагая данными конкретных гидрологических съемок в летний и зимний сезоны, которые охватывали все море, он отмечал, что характерной чертой динамики вод моря является наличие значительных и устойчивых круговоротов, формирующихся под влиянием береговых границ и особенностей рельефа дна (рис. 29.1 *б*). Зимняя схема циркуляции вод, рассчитанная В. В. Натаровым, в целом аналогична летней, но скорости значительно усиливаются, а сама схема упрощается. Этот факт он связывает с особенностями зимней атмосферной циркуляции.

Наиболее полным исследованием циркуляции вод Берингова моря оставалась до 80-х годов работа В. С. Арсеньева [2], выполненная в результате обобщения 5500 гидрологических станций, полученных на судах СССР, Японии и США за период с 1874 по 1959 г. Важной особенностью полученной схемы по сравнению с предыдущими работами является ее большая детализация, что связано с использованием в расчетах средних многолетних месячных полей исходных характеристик. Вследствие того что полученные схемы циркуляции вод от месяца к месяцу сохраняют свои основные черты, В. С. Арсеньев составил также сводные карты для поверхностных течений в летний и зимний сезоны. Новые элементы циркуляции предложены для восточной части моря, где нет широкого потока поперек шельфа, присутствующего на всех предыдущих картах течений. Над центральным шельфом течения слабые (менее 2 см/с) и имеют генеральное

направление с юго-востока на северо-запад. В заливах скорости течений увеличиваются до 5—10 см/с (рис. 29.1 *в*).

В. С. Арсеньевым построены средние месячные карты дрейфовой составляющей поверхностных течений, подсчитан водообмен Берингова моря с Тихим океаном через основные проливы (Камчатский, Ближний, Амчитка, Булдырь, Амухта). Кроме того, В. С. Арсеньев впервые отметил, что перенос вод через Камчатский пролив на глубинах более 3000 м направлен в сторону моря. К аналогичному выводу приходит и В. И. Иваненков [15], анализируя распределение гидрохимических характеристик в этом проливе.

Последующие расчеты, выполненные американскими и японскими учеными для глубоководного бассейна [54, 57, 58, 71, 77, 80, 82—84], в целом подтвердили схему циркуляции вод В. С. Арсеньева (рис. 29.1 *в*).

Существует еще ряд работ, рассматривающих течения отдельных районов Берингова моря [5, 8, 25, 27, 28, 38]. Они выполнены на разном уровне обобщения данных и не внесли существенных изменений в объем знаний о циркуляции вод в море.

В последние два десятилетия исследования циркуляции вод проводились на качественно новом уровне. Американские ученые сосредоточились на изучении вихрей с масштабами 10—100 км в глубоководной части моря. Большое количество работ этого направления основывается на инструментальных измерениях (буйковые станции, заякоренные датчики, плавучие буи, аппаратура спутников) [59, 62, 63, 73, 74, 81], где, помимо фиксации вихревых образований, исследуется вопрос продолжительности их существования, перемещений и механизмов генерации.

Преобладающая часть инструментальных измерений течений выполнена на восточном шельфе и в северной части моря (рис. 29.2). Л. А. Тигунцев [38] обобщил материалы наблюдений экспедиций ААНИИ за 15 лет на северном шельфе Берингова моря. Из представленной им схемы следует, что значительная часть вод, поступающих в район Берингова пролива, проникает через прол. Чирикова (около 80 %), распространяясь далее на север и восток. Соединяясь у берегов Аляски с водами, поступающими через прол. Шпанберга, они образуют на расстоянии 30 миль от берегов зону конвергенции. Данные инструментальных измерений в целом подтверждают представленные В. С. Арсеньевым [1, 2] расчеты циркуляции вод в северной части Берингова моря, а также выводы В. В. Натарова [26] о том, что воды Анадырского залива не следуют на юго-запад от м. Наварин.

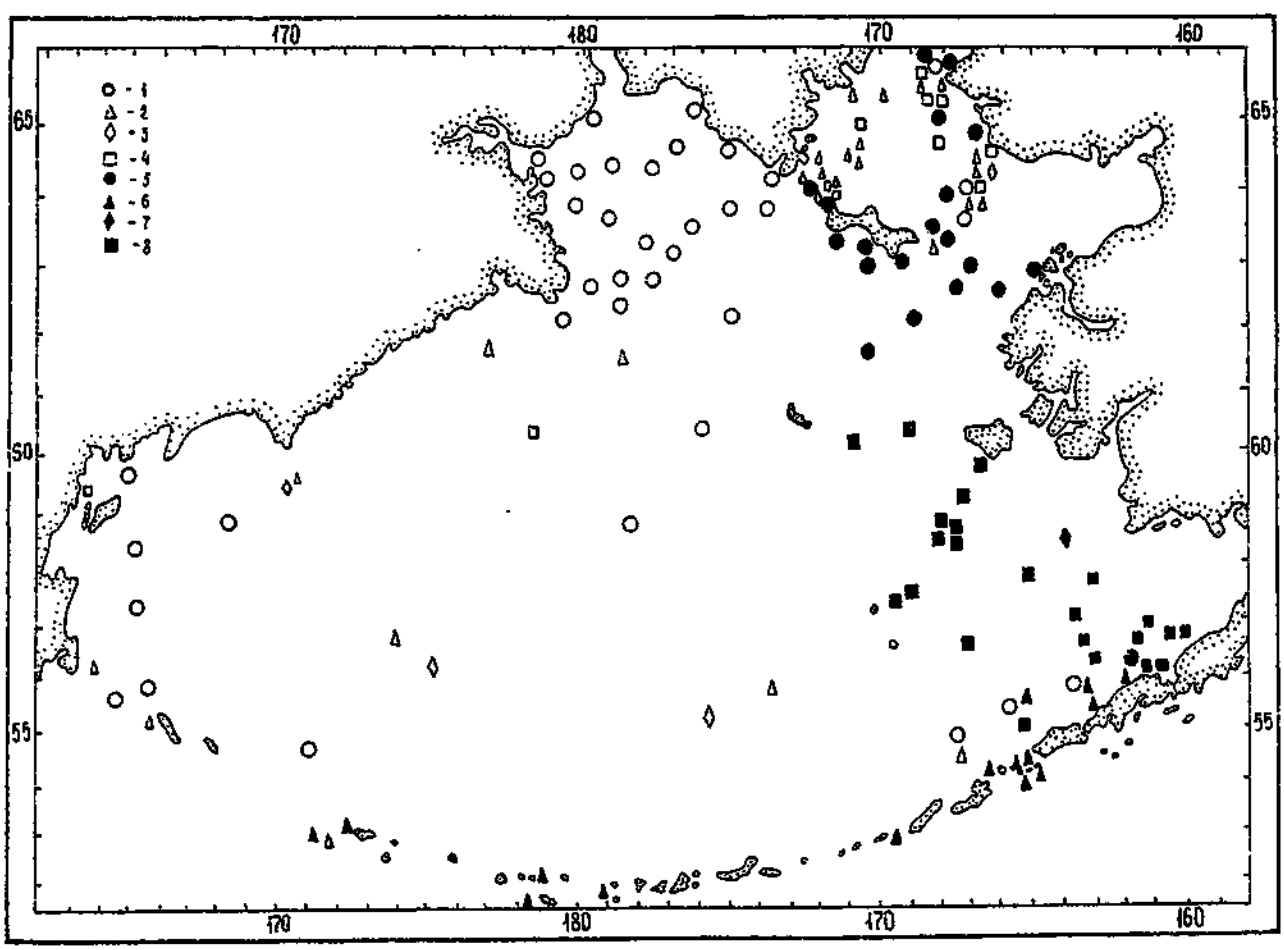


Рис. 29.2. Расположение отечественных (*1—4*) и иностранных (*5—8*) пунктов инструментальных измерений течений.

Продолжительность наблюдений: *1, 5* — 1 сут; *2, 6* — 2—8 сут; *3, 7* — 9—15 сут; *4, 8* — более 15 сут.

Большой объем инструментальных измерений течений выполнен американскими учеными на восточном шельфе. Это позволило им исследовать пространственную и временную изменчивость непериодических течений. Кроме того, полученные данные использованы для проверки результатов модельных расчетов. Анализу натурных экспериментов посвящен целый ряд работ, важнейшими из которых, на наш взгляд, являются исследования Мюнча и др. [69], Киндера и Шумахера [60, 79], Коучмена [48].

Кроме работ, выполненных на основе динамического метода расчета течений и инструментальных наблюдений, существуют исследования, в которых моделировались движения вод исследуемого региона с учетом ветра, распределения плотности вод и рельефа дна.

Расчеты ветровой циркуляции вод были выполнены К. Н. Федоровым [41], В. С. Арсеньевым [2], З. Ф. Гуриковой и др. [11]. В этих работах ветер рассчитывался по средним месячным полям давления. Скорость дрейфового течения на поверхности определялась как линейная функция скорости ветра по упрощенной эмпирической зависимости.

В отличие от вышеперечисленных работ, В. А. Меновщиков и А. В. Савельев в 1989 г. на основе численной модели, построенной в рамках теории мелкой воды, для шельфовой зоны Берингова моря рассчитали ветровые течения, обусловленные типовыми полями атмосферного давления, которые характеризуют типичные штормовые ситуации в осенне-зимний период. Скорости течений, обусловленные осенними штормовыми процессами, протекающими над морем, соизмеримы с периодическими течениями и могут достигать в отдельных районах 80 см/с. Оценка роли отдельных вынуждающих сил в формировании течений на шельфе Берингова моря показала в целом для исследуемого района доминирующую роль ветра, относительный вклад которого достигает 70 %.

Попытки моделирования циркуляции вод Берингова моря предпринимали американские ученые Бэкон (в 1973 г.), Хэн и Голт [56]. Для расчетов была использована баротропная модель. Бэкон рассчитал циркуляцию вод глубоководного бассейна, используя сетку с пространственным разрешением 56 км. Хэн и Голт, помимо глубоководной части моря, учитывали в расчетах и шельфовую часть, используя сетку с пространственным разрешением 100 км. Над глубоководной котловиной их результаты не противоречили друг другу. По их данным, общая циклоническая циркуляция является следствием наиболее крупных батиметрических особенностей моря и зависит от годового цикла напряжения ветра. Над шельфом показан поток, направленный к Берингову проливу, который сконцентрирован на западной стороне шельфа.

Оверленд и Роуч [72] моделировали баротропную циркуляцию в северной части Берингова моря. Результаты расчетов ясно показали переменное течение в прол. Шпанберга, течение юго-восточного направления южнее о. Св. Лаврентия и поток северного направления через прол. Чирикова. Хорошее соответствие между результатами этого моделирования и данными наблюдений из работы [70] позволяет предположить, что особенности местных течений определяются воздействием атмосферных возмущений.

Киндер с соавторами [64] исследовали перенос вод над беринговоморским шельфом. Основываясь на имеющихся инструментальных наблюдениях, они определили, что большая часть вод, поступающих к Берингову проливу, проникает на шельф как западное пограничное течение. Численное моделирование объясняет эту западную интенсификацию потока как результат влияния топографии дна, вращения Земли, трения и вынужденного оттока.

Лонже-Хиггинс, результаты работы которого изложены в [79], представил теоретическое описание возникновения остаточного течения, которое может генерироваться взаимодействием течений с колебаниями уровня поверхности моря в зависимости от глубин места. Полученное соотношение классифицируется дрейфом Стокса со скоростью, определяемой соотношением

$$V_{ст} = \eta \bar{u}/h,$$

где η — возмущение относительно среднего уровня h; $\bar{u}$ — скорость приливного движения.

На большей части исследуемого района $\eta \le 0{,}5$ м; $h \ge 55$ м; $\bar{u} = 20$ см/с, так что средняя скорость дрейфа Стокса составляет менее 1 см/с. Однако в пределах Бристольского залива и вдоль п-ова Аляска, где высота приливного уровня и скорости значительно возрастают, дрейф Стокса может быть порядка 5 см/с. Таким образом, данный эффект может быть значимым на мелководье, но не на всем шельфе.

Существуют другие механизмы, которые могли внести вклад в возбуждение среднего потока, включая взаимодействие приливных течений с топографией дна. Исследованием такого механизма занимались Робинсен и Лодер (полученные ими результаты приведены в работе [51]). Они определили, что при изменении средней глубины по нормали к приливному течению возникает значительный средний поток, скорость которого определялась по следующему соотношению:

$$\bar{v} \approx \frac{H_d u_d^2 f \, dH/dx}{2\omega^2 H^2}\left(\frac{3H_d}{H} - 2\right),$$

где H_d — глубина наиболее глубокой стороны шельфа; u_d — скорость приливного течения с частотой ω; H — глубина в интересующей нас точке; f — параметр Кориолиса.

Шумахер и Киндер [79], используя данное соотношение, определили, что скорости течения вдоль внутреннего и среднего фронтов юго-восточного шельфа составили 2—4 см/с. Авторы также свидетельствуют, что эти оценки скоростей течений вдоль изобат, обусловленные взаимодействием приливного течения с рельефом дна, согласуются с имеющимися наблюдениями среднего потока.

Проведенный анализ состояния изученности течений Берингова моря показывает, что несмотря на очевидный прогресс, достигнутый к настоящему времени в исследовании циркуляции вод Берингова моря, общая циркуляция вод изучена недостаточно. Имеющиеся схемы общей циркуляции не могут претендовать на полноту и точность, во-первых, из-за несовершенства динамического метода, во-вторых, из-за ограниченной возможности инструментальных наблюдений. Поэтому проб-

лема исследований течений Берингова моря с использованием более современных методов и учета всех накопленных материалов является актуальной.

29.2. Состояние исследований водообмена через проливы

Берингово море, располагаясь на границе двух океанов, на севере сообщается через мелководный Берингов пролив с Северным Ледовитым океаном, а на юге — с Тихим океаном через многочисленные проливы Командорских и Алеутских островов.

В Алеутско-Командорской гряде 47 проливов общей площадью поперечного сечения примерно 735 км^2, но большинство их мелководны (с глубинами до 100 м). Самые большие глубины, доходящие до 4420 м, обнаружены в проливе между Командорскими островами и п-овом Камчатка. С Чукотским морем Берингово связано мелководным Беринговым проливом (глубиной порядка 40 м и шириной в узкой его части 85 км). Данные географические особенности определяют характер водообмена Берингова моря с прилегающими к нему акваториями Тихого и Северного Ледовитого океанов.

Начиная с работы Г. Е. Ратманова [32], вопросами водообмена Берингова моря с Северным Ледовитым океаном занимались А. К. Леонов [20], З. М. Гудкович [10], Коучмен и Барнес [50], З. П. Федорова и З. С. Янкина [40], Блюм [44], Коучмен и Огорд [49], В. С. Арсеньев [2], Коучмен и др. [51], Огорд и др. [42], Оверленд и Роуч [72].

З. П. Федорова и З. С. Янкина [40] обобщили в своей работе ряд наблюдений с 1941 по 1961 г. Ими были рассчитаны месячные и годовые переносы вод в Беринговом проливе. По их данным, средний годовой перенос тихоокеанских вод составил 0,95 Св (1 Св = 10^6 м^3/с).

Исследования течений в северной части Берингова моря выполнены американскими учеными Коучменом, Огордом и Триппом [51]. По инструментальным и расчетным данным они представили сведения о течениях и переносах вод в Беринговом проливе. Коучмен и Огорд [49] исследовали переносы вод и изменчивость течений в Беринговом проливе, что позволило им сделать переоценку интенсивности потока в осенний, зимний и весенний периоды, а также определить его изменчивость. В работе выявлена хорошая корреляция (0,7) между переносом вод и разностью атмосферного давления на западе и востоке этого региона. Перенос вод через Берингов пролив в южном направлении носит эпизодический характер и вызывается определенными крупномасштабными процессами в атмосфере. Основным фактором переноса вод на север, отмечают авторы, является все еще не объяснимый более высокий средний уровень воды в Беринговом проливе по сравнению с ее уровнем в Северном Ледовитом океане.

Огорд и др. [42] исследовали перенос вод в районе Берингова пролива и его изменчивость в зависимости от направления ветра. Анализировались временные ряды, полученные зимой 1981-82 г. в проливах Чирикова, Шпанберга и Беринговом. Основное внимание уделялось метеорологическим индуцированным колебаниям. Авторы установили, что в районе Берингова пролива меридиональный компонент ветра, течение и градиент давления хорошо коррелируются. В изменениях расхода воды через пролив наблюдается отчетливый сезонный цикл. Летний перенос примерно на 50 % больше зимнего. Рассчитанный средний перенос вод составил меньше 0,6 Св, что намного ниже, чем в более ранних работах [38, 40, 51].

Течения и гидрологические условия в зимний период вблизи о. Св. Лаврентия исследовали Мюнч и др. [70]. На основе инструментальных наблюдений ими получено, что среднее за зиму поле течений несколько отличается от результатов, полученных в работе [42]. Так, средняя годовая циркуляция в этом районе определяется потоком северного направления (от 10 см/с в прол. Шпанберга до более чем 50 см/с в Беринговом проливе). Южнее о. Св. Лаврентия наблюдается течение северо-западного направления. В феврале—апреле 1985 г. через прол. Шпанберга наблюдалось слабое течение (1—5 см/с) южного направления, следующее южнее о. Св. Лаврентия. Сравнение с данными измерений течений, полученных в предыдущие годы, показывает, что средняя за зиму перемена в направлении течения в прол. Шпанберга зависит от продолжительности воздействия ветров северного направления.

Для Берингова моря, южная граница которого на огромном протяжении (более 1200 миль) представлена Командорско-Алеутской грядой с многочисленными проливами, соединяющими море с океаном, водный баланс (при небольшой величине пресной составляющей) определяется в основном водообменом через эти проливы [2].

Общие представления о водообмене Берингова моря с прилегающей частью Тихого океана можно получить из целого ряда работ. Так, Г. Е. Ратманов [31] считал, что основное поступление тихоокеанских вод в Берингово море осуществляется через прол. Ближний и проливы в районе о. Уналашка. Затем А. К. Леоновым [20] были получены следующие характеристики обмена через алеутские проливы: поступление тихоокеанской воды в море через все проливы — 100 000 км^3/год, сток в Тихий океан 62 136 км^3/год. Эти цифры малоправдоподобны, так как, по Леонову, получается, что через Берингов пролив, составляющий по площади живого сечения менее 0,5 % суммарной площади алеутских проливов, должно вытекать 40 % общего количества поступающих в Берингово море вод.

К. Т. Богданов [5] получил схему течений прол. Ближнего, где отчетливо проявляется двухстороннее движение вод.

А. Д. Добровольский и В. С. Арсеньев [13, 14] определили, что основная масса тихоокеанских вод поступает в трех районах:

— через восточную часть прол. Ближнего;

— восточнее Четырехсопочных островов и почти через все проливы островов Лисьих, между островами Крысьими и Андреяновскими;

— через восточную часть Камчатского пролива вследствие антициклонической циркуляции вокруг Командорских островов. В этой работе было высказано предположение о наличии подобной циркуляции вокруг других островов гряды, что и подтвердилось позднее в работе [3].

В. В. Натаров [26] считает, что тихоокеанские воды поступают через проливы восточной части гряды (Амчитка, Танага, Унимак, а также между островами Крысьими, Андреяновскими, Лисьими). В то же время через прол. Ближний происходит незначительное поступление тихоокеанских вод.

А. М. Баталин [4] предпринял попытку определения водообмена через алеутские проливы по косвенным данным. Он указывает на два района притока тихоокеанских вод: прол. Ближний и восточные проливы гряды. По его мнению, первый район является основным местом притока тихоокеанских вод. Суммарный приток вод в море через все проливы Алеутской гряды оценивается им в 8 Св.

Водный баланс для алеутских проливов детально был просчитан В. С. Арсеньевым [2], который считает, что водообмен Берингова моря с Тихим океаном осуществляется в основном через пять проливов с преобладающими поперечными сечениями (Камчатский, Ближний, Булдырь, Амчитка и Амухта). Он получил следующие значения расходов через эти проливы: 21 Св (Камчатский); 14,4 Св (Ближний); 4,4 Св (Амчитка); 0,7 Св (Булдырь и Амухта).

В. С. Арсеньев также считает, что глубже 3000 м через Камчатский пролив тихоокеанские воды поступают в Беринго́во море (2,6 Св). Этот вывод подтвердил и В. А. Иваненков [15] в результате анализа распределения гидрохимических характеристик.

Фэйвэрит [53] определил, что средний годовой поток в Беринго́во море к востоку от Командорских островов составляет 14 Св, а если учитывать приток вод через Камчатский пролив ниже изобаты 3000 м, то суммарный приток будет составлять 15,5 Св.

Наиболее поздней работой, где исследуется водообмен Берингова моря с Тихим океаном, является исследование Хьюджеса и др. [57], которые, используя прямые измерения течений и гидрологическую информацию, подсчитали перенос вод через Камчатский и Ближний проливы. По их данным, суммарный перенос вод через прол. Ближний осуществляется в Беринго́во море, а через Камчатский пролив — в обратном направлении. Измеренный авторами поток (через восточные две третьих прол. Ближнего) составил более 30 Св и был направлен на север. В западной трети пролива он оказался равным 6 Св и был направлен на юг. Они также предложили сезонный водный бюджет моря (без обмена с Северным Ледовитым океаном, считая, что он компенсируется притоком вод через восточные проливы Алеутской гряды).

Таким образом, имеющиеся сведения по оценке элементов водообмена Берингова моря с окружающими его океанами дают только приблизительную картину и не могут претендовать на большую точность. Результирующие расходы определены в основном косвенными методами без привлечения прямых измерений течений. Только в Беринговом проливе в последние годы такие работы интенсивно проводятся американскими исследователями. Данных прямых измерений в Командорско-Алеутском районе по-прежнему крайне мало. Все это не дает возможности решить проблему водообмена Берингова моря и определить водный и солевой балансы.

30. Циркуляция вод Берингова моря по инструментальным данным

30.1. Материалы инструментальных измерений течений и методика их обработки

Для решения поставленной задачи использовались материалы 200 станций инструментальных измерений течений различной продолжительности (табл. 30.1). Расположение станций представлено на рис. 29.2.

Таблица 30.1

Данные инструментальных измерений течений на акватории Берингова моря

Данные измерений	Количество станций различной продолжительности, сут					Сумма
	0—1	2—8	9—15	16—30	> 30	
Опубликованные иностранные	3	13	2	2	65	85
Опубликованные отечественные	49	—	—	—	—	49
Обработанные в последнее время	24	26	5	7	4	66
Всего	76	39	7	9	69	200

Наиболее освещена инструментальными наблюдениями течений юго-восточная часть Берингова моря, где работы выполняли американские ученые в рамках программ OCSEAP и PROBES. Киндер и Шумахер [60] обработали 60 серий записей данных на 39 буйковых станциях с 1975 по 1978 г. Продолжительность наблюдений колебалась от 9 до 246 сут. Эти же авторы [79] обработали 57 временных серий измерений течений, выполненных с 1975 по 1981 г. (Эти данные включили в себя часть измерений, ранее выполненных и обработанных в [60].) Длительность полученных записей изменялась от 36 до 246 сут.

Коучмен и др. [51] систематизировали материалы наблюдений за течениями, выполненных в районе Берингова пролива. В основу этой работы положены наблюдения за течениями при помощи палубного регистратора, выполненные в 1968 г. Кроме того, в июле 1967 г. было поставлено два заякоренных буя, продолжительность регистрации течений на которых составила 17 сут. В 1968 г. в северной части Берингова моря в рамках этих же исследований было выполнено три станции — две продолжительностью 30 ч и одна — 25 ч.

Огорд и др. [42] получили записи трех измерителей течений зимой 1981-82 г. Данные измерителей в Беринговом проливе и в прол. Чирикова охватывают период со 2 ноября 1981 г. по 24 апреля 1982 г., а в прол. Шпанберга работа датчика ограничилась 4 апреля. Измерения течений проводились с дискретностью 1 ч.

Мюнч и др. [69] осуществили регистрацию течений в зал. Нортон летом 1976 г. с помощью заякоренных буев, а летом 1977 г. при помощи таких же буев были получены мгновенные профили течения. Всего было выполнено 11 серий наблюдений различной продолжительности.

В работе [70] обрабатывались измерения течений, выполненные в зимний период в северной части беринговоморского шельфа (9 станций с продолжительностью записей от 146 до 275 сут). Фэйвэ-

рит [53] приводит сведения о прямых измерениях течений в проливах Алеутских островов (13 серий продолжительностью от 2 до 8 сут, выполненных в течение 1934—1946 гг.). В этой работе рассмотрены непериодические течения на поверхности.

Хьюджес и др. [57] систематизировали данные, полученные в трех рейсах исследовательского судна Вашингтонского университета „Томас Томпсон" в течение 1969—1971 гг. Для измерения течений использовались парашютные буи. Измерения проводились в каждом рейсе. Положение буев фиксировалось с дискретностью 1 ч с помощью спутниковой навигационной системы ВМС США. Ошибка в оценке дрейфа составляла около 120 м.

Ройер и Эмери [74] получили данные о дрейфе парашютного буя в Беринговом море в течение 514 сут с февраля 1982 г. по июль 1983 г. Якорь этого буя размещался на глубине около 30 м. Положение буя фиксировалось в среднем около 6 раз в сутки.

Из отечественных исследований течений в Беринговом море можно отметить работу К. Т. Богданова (1960), который обработал 12 суточных серий, полученных на э/с „Витязь" с 1950 по 1953 г. в западной части Берингова моря.

Л. А. Тигунцев [38] представил сведения о течениях в северной части Берингова моря. Исходя из его схемы течений, можно предположить, что в обработке использовалась 31 серия наблюдений неизвестной продолжительности.

В. А. Ведерников в 1985 г. представил характеристики течений в Беринговом проливе за период с 1958 по 1971 г. В западной части пролива наблюдения выполнялись 674 сут на горизонте 10 м и 732 сут на глубине 25 м, а в восточной части пролива — только 200 сут в слое 10—25 м. Результирующее течение рассчитано по районам, в каждом из которых изменения течений по направлению были незначительны.

Помимо вышеперечисленных результатов систематизации натурных данных, в Беринговом море выполнено 66 станций с 1953 г. по настоящее время, продолжительность которых составила от 1 до 30 сут и более. Эти наблюдения были проведены в основном в западной и северной частях Берингова моря и ранее к обработке не привлекались. Материалы инструментальных наблюдений (в зависимости от продолжительности) обрабатывались следующим образом. Суточные серии наблюдений обработаны методами, предложенными И. В. Максимовым [22]. На суточных станциях проводилось разделение остаточных и приливных течений. Затем из приливных течений выделялись суточная и полусуточная составляющие.

Материалы наблюдений продолжительностью более 3 сут (в целях выделения непериодических течений) обрабатывались следующим образом. Составляющие течения на меридиан и параллель для исключения случайных высокочастотных флюктуаций сглаживались по „весовой формуле", согласно [18]:

$$A_{(y)} = 0{,}05A_{y-3} + 0{,}11A_{y-2} + 0{,}21A_{y-1} + 0{,}21A_{y+1} + 0{,}11A_{y+2} + 0{,}05A_{y+3},$$

где $A_{(y)}$ — сглаженное значение произвольного члена ряда; $A_{y \pm i}$ — члены исходного ряда.

Периодическая часть течений (суточная, полусуточная, правильная четвертьсуточная) была отделена от непериодической с помощью 24-часового фильтра с шагом в 1 ч. Построение карт непериодических течений проведено на основе осреднения за период наблюдений средних суточных течений.

Данные, полученные американскими исследователями [42, 48, 51, 60, 69, 70, 79], обрабатывались при помощи статистических методов, детально описанных Чарнеллом и Кранкусом [47]. Все записи были отфильтрованы с помощью одного или двух фильтров низких частот (пропускающих низкие частоты и блокирующих более высокие). Первоначально для уменьшения высокочастотного шума все данные были отфильтрованы 3-часовым фильтром. Для изучения более низких частот в дальнейшем использовался фильтр низких частот с целью удаления из записей приливных течений.

30.2. Обобщенная схема течений по инструментальным данным

Имеющиеся материалы инструментальных наблюдений, а также сведения о течениях, помещенные в ранее опубликованных работах [53, 57, 80, 82], свидетельствуют о том, что поступление тихоокеанских вод в море осуществляется через восточную половину прол. Ближнего и мелководные проливы гряды к востоку от меридиана 170° з. В проливах средней части гряды происходит как поступление вод в море, так и сток их в океан. Так, измерения в прол. Амчитка показывают поток северо-восточного, а в проливах Акутан и Унимак — северо-западного направлений. Течения южного направления зарегистрированы в Камчатском проливе и в западной части прол. Ближнего (рис. 30.1).

Гидрологические съемки и данные диагностических расчетов течений [3, 84] свидетельствуют о наличии замкнутых антициклонических циркуляций вокруг крупных островов и групп более мелких островов гряды. Таким образом, в центральной части гряды водообмен с Тихим океаном ограничивается переносом вод в отдельных звеньях антициклонических циркуляций.

Имеющиеся данные наблюдений (см. рис. 30.1) показывают, что не наблюдается перестройки течений с глубиной. Наблюдаемые различия в ориентировке векторов связаны, как правило, с батиметрией конкретных проливов, а также с недостаточной продолжительностью регистраций течений и ошибками наблюдений.

В глубоководной котловине Берингова моря прослеживается циклоническая направленность течений. Особенности рельефа дна, разделяющие глубоководную часть моря на две котловины — Алеутскую и Командорскую, приводят к разделению общей циклонической циркуляции вод на две части.

Воды, поступающие через восточную часть прол. Ближнего, частично включаются в циклонический круговорот над Командорской котловиной, а частично распространяются на восток. В юго-восточной части глубоководной котловины этот поток, очевидно, соединяется с водами, поступающими через восточные проливы Алеутских островов. Объединенный поток направляется вдоль склона шельфа Берингова моря на северо-запад (это течение в океанологической литературе [2, 14] получило название Поперечного) и в районе пересечения

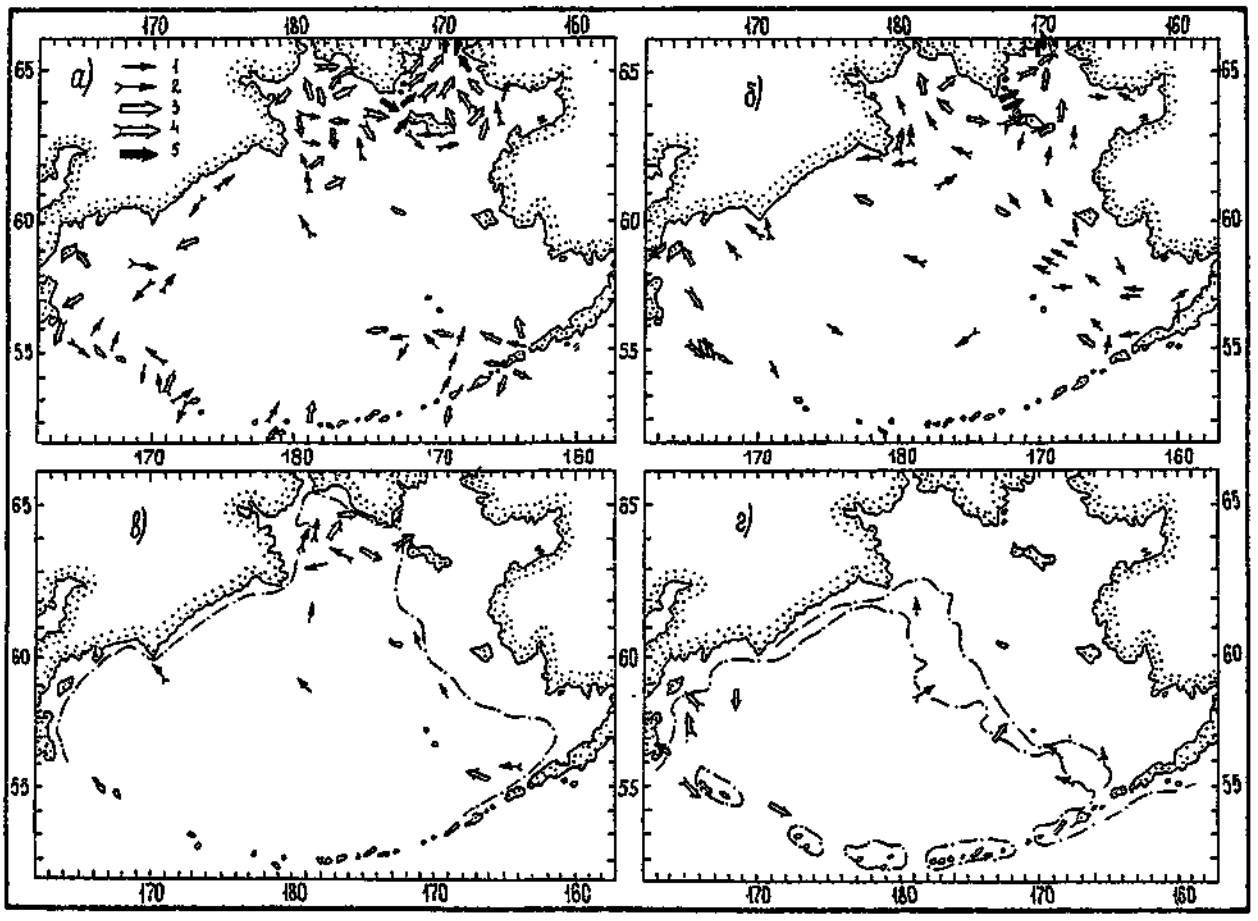


Рис. 30.1. Схема непериодических течений Берингова моря по инструментальным данным на горизонтах 0—10 м (*а*), 25 м (*б*), 50 м (*в*), 100—200 м (*г*).

1) до 5 см/с; *2*) 6—10 см/с; *3*) 11—20 см/с; *4*) 21—40 см/с; *5*) более 40 см/с.

краем континентального склона меридианов 174—176° в. разделяется на две ветви. Одна из них следует вдоль корякского побережья на юго-запад, давая начало холодному Камчатскому течению. На периферии этого течения (к востоку от хребта Ширшова) наблюдается циклонический круговорот, являющийся, очевидно, следствием топографических особенностей дна. Юго-западнее м. Олюторского Камчатское течение распространяется на юг как западная периферия циклонического круговорота над Командорской котловиной. Вокруг о. Карагинского, по инструментальным данным, прослеживается циклоническая циркуляция вод. Камчатское течение замыкает циклоническую циркуляцию глубоководной части Берингова моря (см. рис. 30.1).

Скорости рассмотренных течений в открытой части глубоководной котловины моря не превышают 10—11 см/с. Возрастание скоростей наблюдается в узкостях проливов, через которые происходит водообмен Берингова моря с Тихим океаном (до 30 см/с и более), в районах склона шельфа (до 10—15 см/с), а также в районах подводных возвышенностей и вблизи побережья Камчатки (до 10—17 см/с).

Воды глубоководной котловины поступают на северное мелководье в узком районе отлогого материкового склона южнее м. Наварин. По данным Л. А. Тигунцева [38], а также более поздним данным, полученным в результате обработки наблюдений, эти воды (Наваринское течение) примерно по 50-метровой изобате огибают Анадырский залив, создавая при этом устойчивую антициклоническую циркуляцию, которая хорошо выделяется по отрицательным значениям температуры воды (анадырское холодное пятно). Сток р. Анадыря формирует у западного берега Анадырского залива плотностное течение, которое следует на юго-восток до м. Наварин и здесь сливается с теплым Наваринским течением. Таким образом, в западной части Анадырского залива выделяется циклонический вихрь, образуемый течением, следующим вдоль западного побережья Анадырского залива, а также тихоокеанскими водами, следующими вдоль изобаты 50 м. Замыкается этот круговорот потоком вод, следующим от зал. Креста к устью р. Анадыря. В Анадырском заливе скорости изменяются от 5 до 22 см/с, возрастая у берегов (см. рис. 30.1).

Большая часть тихоокеанских вод (около 80 %, по оценке Л. А. Тигунцева [38]), огибающих по часовой стрелке Анадырский залив, поступает в северную часть Берингова моря через прол. Чирикова. Оставшаяся часть этих вод огибает о. Св. Лаврентия с юга и следует в восточном направлении до прол. Шпанберга. Измерения течений в проливах Шпанберга и Чирикова, а также южнее о. Св. Лаврентия показывают, что поток вод, следующий через прол. Шпанберга, имеет, как правило, северное направление. Однако при определенных синоптических ситуациях течения в этом проливе могут

иметь южное направление. В мористой части зал. Нортон поток вод направлен в северном, северо-западном направлении, а в восточной, мелководной части залива течение имеет тенденцию к циклоническому движению. В летнее время в восточной части зал. Нортон наблюдается сильное плотностное расслоение, в результате чего в придонном слое течения практически отсутствуют. В западной части залива, где течение направлено на север и северо-запад с увеличением глубин наблюдается монотонное уменьшение его скорости при незначительном изменении направления.

Поступающие через проливы Чирикова и Шпанберга воды объединяются в северной части Берингова моря и распространяются в северном направлении. Скорости течения в прол. Чирикова могут достигать 50 см/с, а в прол. Шпанберга до 5—10 см/с. В северной части моря, заключенной между побережьями Чукотки, Аляски и о. Св. Лаврентия (в литературе называется бассейном Чирикова), скорости непериодических течений варьируют от 7 до 20 см/с (см. рис. 30.1).

Выполненные обширные и продолжительные наблюдения в районе Берингова пролива [10, 32, 42, 44, 49, 51] показывают, что результирующий перенос вод здесь осуществляется в северном направлении. Перенос вод через пролив в южном направлении носит эпизодический характер и вызывается определенными крупномасштабными процессами в атмосфере.

Существует некоторая закономерность изменения течений в восточной и западной частях Берингова пролива. Наиболее высокие скорости наблюдаются всегда в верхних слоях восточного канала (до 200 см/с). При этом скорость на глубине в этой части пролива уменьшается почти вдвое. Скорости течения в западном канале составляют 1/4—1/3 от значений скоростей в восточном канале. С глубиной в западном канале скорости уменьшаются, но незначительно [42].

Режим непериодических течений в юго-восточной части Берингова моря традиционно рассматривается в пределах отдельных районов, которые отличаются своеобразной океанографической структурой и разделены хорошо выраженными фронтальными зонами [48, 60, 79].

Прибрежная зона. Этот район ограничивается береговой линией и изобатой 50 м (или внутренним фронтом). В прибрежной зоне выделяется статистически значимое непериодическое течение, скорость которого составляет 1—6 см/с. Это течение имеет северо-восточное направление вдоль п-ова Аляска, против часовой стрелки в пределах Бристольского залива и северо-западное у о. Нунивак. Между м. Ньюэнхем и о. Нунивак измерен поток западного направления. Источником, поддерживающим эту циркуляцию, являются тихоокеанские воды, поступающие через прол. Унимак. Кроме того, эта циркуляция, возможно, усиливается потоком пресной воды, которая накапливается в прибрежной зоне. Киндер и Шумахер [60, 79], анализируя механизм возникновения непериодических течений при взаимодействии приливных течений с топографией дна, считают, что такое взаимодействие может также играть важную роль на среднем и внутреннем фронтах (до глубин 50—100 м).

Средний шельф. Этот район ограничен изобатами 50 и 100 м и, следовательно, внутренним и внешним фронтами. Векторы непериодических течений в этом районе статистически значимы только вблизи изобат 50 и 100 м и направлены на северо-запад параллельно им. Значения скоростей в этой области составляют 2—3 см/с. В режиме среднего шельфа наложение пульсаций переменных направлений, вызываемых метеорологическими возмущениями, приводит к возникновению очень слабых (около 1 см/с), статистически незначимых векторов непериодического течения.

Внешний шельф. Этот район ограничен изобатой 100 м и склоном шельфа (или средним фронтом и фронтом перегиба шельфа). Векторы среднего течения (со скоростями 1—10 см/с) в этом районе статистически значимы и имеют северо-западное направление. Наблюдаются пульсации этого течения поперек изобат, значения которых составляют 1—5 см/с.

30.3. Временная изменчивость течений

Временная изменчивость течений различных масштабов на акватории Берингова моря рассматривается по литературным источникам [48, 49, 60, 69, 70, 79].

Так как измерения течений в Беринговом море производились в основном в летний период (около 170 станций из 200), то проследить внутригодовую изменчивость течений в настоящее время не представляется возможным. Лишь для шельфа Берингова моря, где проводились длительные серии наблюдений, Киндер и Шумахер [60, 79] представили некоторые сведения об изменчивости течений от летнего периода к зимнему.

На преобладающей части акватории Берингова моря сейчас невозможно выделить периоды доминирующих колебаний, а также однозначно определить формирующие их вынуждающие силы. Это в основном связано с ограниченным временем наблюдений, как правило, не превышающим несколько суток. Только в юго-восточной, мелководной части моря имеются длительные ряды наблюдений, позволяющие получить достоверные статистические характеристики.

В районе, ограниченном линией, соединяющей прол. Унимак и о-ва Прибылова и далее следующей до о. Нунивак, проведена детальная обработка 60 измерителей течений. По этим данным определялось распределение кинетической энергии как функции частоты.

Для юго-восточного шельфа Киндер и Шумахер [60] выделяют три категории частот: среднюю, низкую и приливную.

В большинстве записей рассмотренные выше три категории частот содержали 90 % кинетической энергии. Приливные частоты содержали бóльшую часть выделенной энергии переноса воды над шельфом. Причем, судя по записям, 60 % энергии приходилось на приливные частоты в районе оконечности шельфа и 95 % — в прибрежных районах. Около 80 % приливной энергии носит полусуточный характер, а 20 % — суточный.

Средний поток представляет собой векторное осреднение скорости, выведенное за несколько месяцев (или больший период наблюдения). Здесь имеется в виду результирующий поток, который наблюдается в течение сезона или более продолжительное время. В действительности обычно рас-

сматривается средний поток, определяемый продолжительностью конкретной записи течения.

Векторы среднего потока имеют величину в 10 раз меньше, чем средние скалярные величины скорости. Из 60 записей только три свидетельствовали о векторах средней скорости, превышающей 5 см/с, в то время как о средних скалярных значениях скорости менее 15 см/с свидетельствовало только шесть записей.

Низкочастотный поток, проявляющийся на частотах между приливным и средним потоком, содержал от 3 до 20 % энергии. Кроме того, выделялся инерционный период (около 14 ч), который содержал около 1 % общей кинетической энергии.

Рассматривая причины низкочастотных колебаний, Шумахер и Киндер [79] отмечали, что в основном низкочастотные флюктуации непосредственно связаны с ветром. Используя групповые статистики, они показали, что более сильные зимние ветры обусловливают возрастание значений кинетической энергии потока.

Определив, что наибольшее количество циклонов (особенно зимой) проходит через внешнюю область шельфа, Киндер и Шумахер [60] подсчитали пространственную изменчивость генерируемой ими кинетической энергии течений в пределах шельфа, которая может вызвать конвергенцию потоков внешнего и среднего шельфов. Основой для этого может служить тот факт, что средний поток на среднем шельфе очень мал.

Коучмен [48] сообщает о сдвиге скоростей потоков, составляющем порядка 3 см/с, который он обнаружил в месячных записях при обработке данных в точках, расположенных на внешнем и среднем шельфах. Он предполагает, что этим явлением (конвергенции) можно объяснить „накат" воды на шельф в результате метеорологического воздействия.

Важное значение в режиме течений юго-восточной части Берингова моря имеют низкочастотные течения (периоды 2—10 сут). Киндер и Шумахер [60, 79], исследуя режим течений в этом районе, использовали прогрессивные векторные диаграммы, которые показывают, какой была бы траектория объема воды, если бы он имел скорость, измеренную в месте постановки измерителя течений. В записях для трех ранее выделенных зон, помимо среднего потока, отмечены приливные течения, а также выделяются сильные низкочастотные импульсы (рис. 30.2).

Киндер и Шумахер [60, 79] определили, что пульсации течений с периодами 2—10 сут вызывались ветрами. Это отражается реакцией течения в виде петель или ломаных огибающих с временными масштабами от 2—5 до 10 сут на векторных диаграммах (см. рис. 30.2). Реакция течения на прохождение циклона зависит прежде всего от предштормовых характеристик поля течения. Затем по мере перемещения циклона происходит их постепенная трансформация.

В качестве примера авторами приводится реакция поля течений на конкретный циклон. В этом случае регистрация течений выполнялась в трех зонах шельфа (внешней, средней и прибрежной). Центр циклона прослеживался начиная с точки 52° с. ш. и 170° з. д., где он находился в 00 ч по Гринвичу 24 марта. К 12 ч он пересек Алеутскую гряду и располагался севернее о. Унимак (55° с. ш., 164° з. д.). 26 марта в 00 ч циклон сместился в точку 58° с. ш., 158° з. д. Сильные ветры, связанные с этим циклоном, вначале имели северо-западное направление, и затем произошла смена их направления на юго-восточное (по мере прохождения периферией циклона пунктов наблюдений на внешней и средней зонах шельфа). К северу от центра циклона преобладали ветры западного направления, а затем их направление сменилось на восточное. Изменение направления течений отражало вращение векторов ветра, а поле течений, сформированное данным циклоном, сохраняло свои характеристики в течение 3 сут.

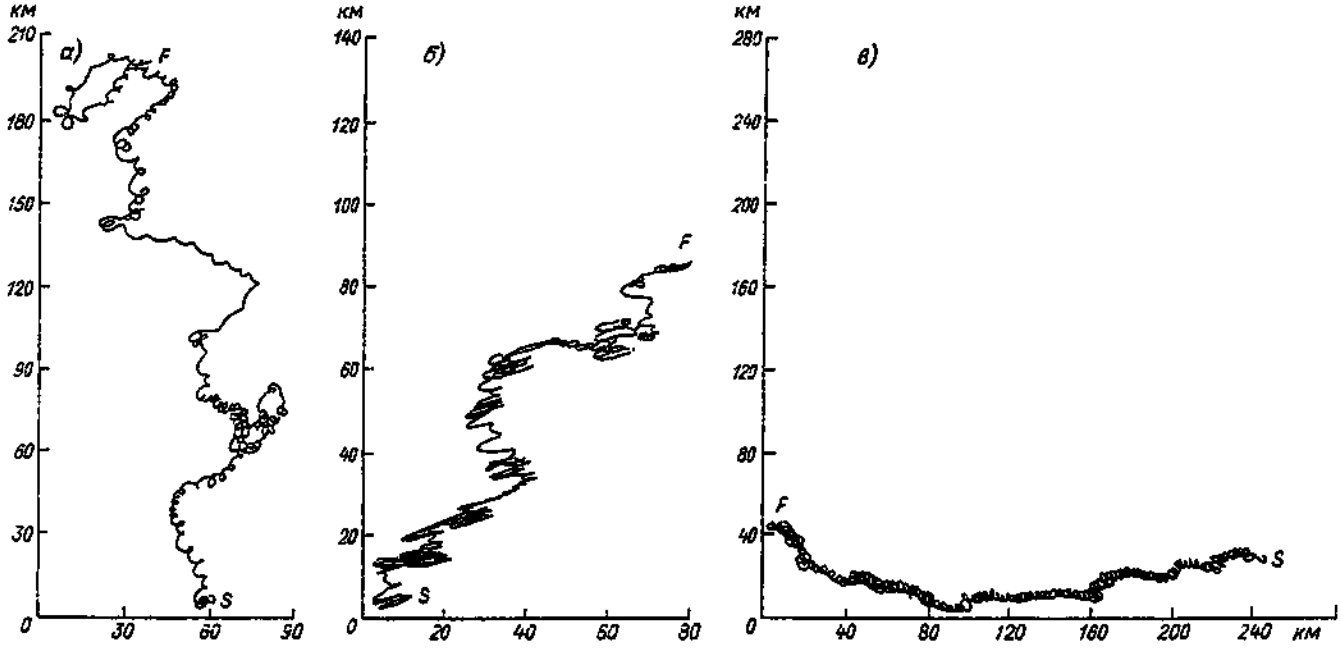


Рис. 30.2. Прогрессивные векторные диаграммы, построенные по данным инструментальных измерений течений [60].
а — внешний шельф; *б* — средний шельф; *в* — прибрежный шельф; *S* — начало, *F* — конец наблюдений.

В зимнее время Шумахер и Киндер [79] проанализировали 10 таких случаев (длительность их изменялась от 1 до 5 сут). Реакция течения на метеорологические образования не всегда была одинаковой (особенно на внешнем шельфе). Таким образом, Шумахер и Киндер связывают возникновение низкочастотных импульсов на диаграммах (см. рис. 30.2) с реакцией на прохождение циклонов. Они рассмотрели также внутригодовую изменчивость течений в различных областях юго-восточного шельфа (рис. 30.3). В записях течений на внешнем шельфе смещения от начальной точки (за период наблюдений) составляют за 100 сут 500 км зимой и 1300 км летом. Максимум скорости течений за один из пятисуточных периодов составил 20—30 см/с. Многочисленные случаи низкочастотных импульсов с переменными скоростью и направлением чередовались с периодами незначительных скоростей течений. На среднем шельфе общее перемещение от начальной точки за 100 сут составило в зимнее время около 150 км, а в летнее время — 80 км. Максимальные скорости за 5 произвольно выбранных суток составили 4—6 см/с.

Прогрессивные векторные диаграммы показывают в прибрежной области устойчивые потоки. Максимальные смещения за 5 сут в этой области шельфа достигали порядка 20 км летом и 85 км зимой со скоростями, равными соответственно 6 и 20 см/с. Шумахер и Киндер свидетельствуют, что пульсации течений ниже приливного уровня на внешнем шельфе и в прибрежной зоне на фоне среднего потока выделялись довольно уверенно. Эти пульсации течений в прибрежной зоне стремились к распространению вдоль оси среднего потока и

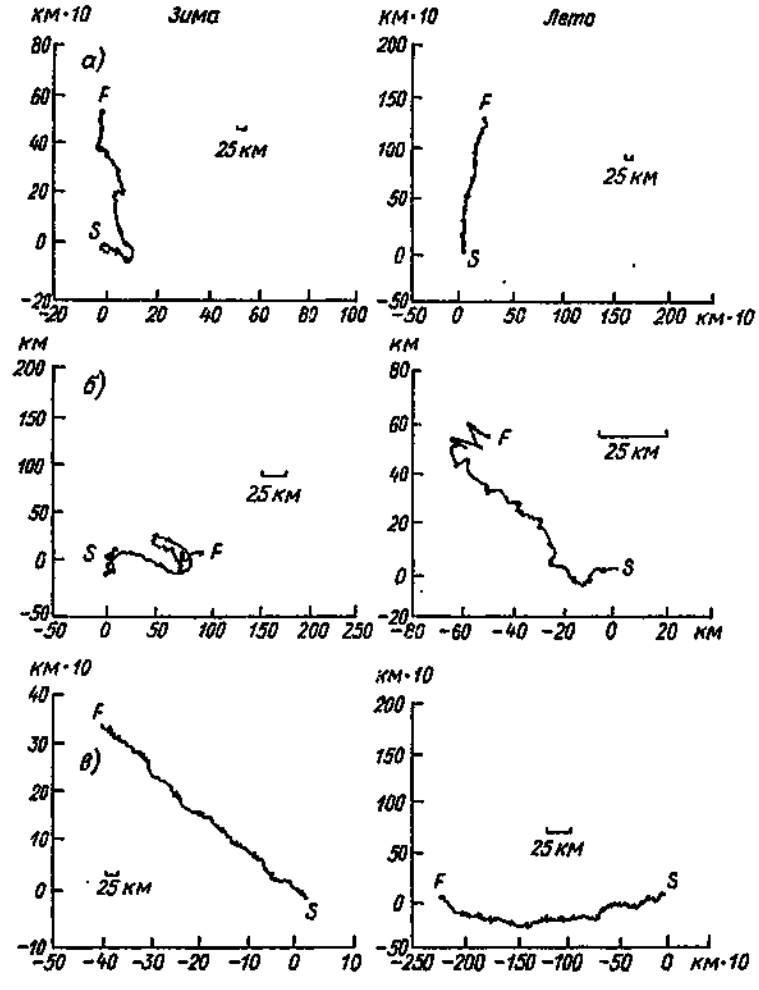


Рис. 30.3. Прогрессивные векторные диаграммы, построенные по данным инструментальных измерений течений [79].

Условные обозначения см. на рис. 30.2.

Таблица 30.2

Сезонные изменения характеристик средних течений на юго-восточном шельфе Берингова моря [79]

Координаты станции		Глубина измерения, м	Продолжительность, сут	Зима		Лето	
северная широта	западная долгота			Скорость, см/с	Направление, ...°	Скорость, см/с	Направление, ...°
Прибрежный шельф							
59° 12′	167° 43′	23	92	6,2	310	1,0	308
56 30	160 00	20	38	4,0	178	2,3	171
59 12	167 43	33	92	4,0	317	1,0	275
Средний шельф							
57 04	163 22	50	92	1,8	081	0,2	232
		21	92	1,1	085	0,4	197
58 37	168 14	20	54	3,1	315	2,1	296
		48	40	2,6	314	0,9	284
		30	50	3,9	335	2,5	346
56 25	165 40	30	45	2,1	107	0,7	025
		60	45	1,1	148	0,4	034
Внешний шельф							
55 02	165 10	20	92	5,6	018	15,6	008
55 30	165 49	96	36	3,0	318	1,9	329
55 50	166 45	33	60	1,7	353	3,9	262

имели длительность до 10 сут. Пульсации потока на внешнем шельфе были направлены как вдоль среднего вектора течения, так и поперек него и, в отличие от прибрежной зоны, были устойчивы более продолжительное время.

Шумахер и Киндер рассмотрели сезонные вариации среднего потока в трех зонах юго-восточного шельфа Берингова моря в зависимости от атмосферных возмущений. Они сделали вывод, что метеорологические воздействия наиболее значимы в прибрежной зоне и в области среднего шельфа. В режиме внешнего шельфа они предполагают существование других вынуждающих сил, определение которых требует дополнительных наблюдений. В пределах прибрежной зоны (табл. 30.2) скорости средних течений были больше в 2—6 раз в зимнее время. Однако направление течений здесь меняется менее чем на 45°. На среднем шельфе (см. табл. 30.2) сезонные изменения вектора средней скорости также незначительны (1,5—9,0 раз), а направления течений от сезона к сезону могут меняться на противоположные.

Преобладающая часть векторов средней скорости на внешнем шельфе была больше в летнее время (см. табл. 30.2).

Мюнч и др. [70] впервые представили сведения об изменчивости течений южнее о. Св. Лаврентия в зимний период 1984-85 г. Значения скоростей течений, по их данным, здесь не превышали 6—7 см/с. Данные наблюдений показали связь поля течений этого района с циркуляцией вод в проливах Чирикова и Шпанберга. Течения в районе к югу от о. Св. Лаврентия были направлены обычно к тому проливу, в котором уменьшались скорости течения северного направления (к Анадырскому заливу в начале зимы и к проливу Шпанберга в тот период, когда течение в нем поворачивало к югу).

Была рассмотрена также изменчивость течений в прол. Шпанберга в зимний период 1976-77 г. Поток северного направления был минимальным от начала февраля до середины апреля. В отдельные дни апреля направление потока было южным. В 1977—1978 гг. не отмечалось течений южного направления, но значения скоростей были минимальными. В 1979—1980 гг. скорость течения была близка к нулю, оно имело переменное направление в январе—феврале. В 1981—1982 гг. скорости течения были близки к нулю в середине февраля.

Таким образом, по их данным, следует, что в прол. Шпанберга может наблюдаться смена направления течений от северного к южному или их значительное ослабление в январе—апреле.

Поток вод, следующий через Берингов пролив, может претерпеть существенные изменения как по скорости, так и по направлению (Коучмен и Огорд [49]). Месячные значения переноса вод зависят от атмосферных условий, которые преобладают в соответствующий период времени.

Межгодовые изменения переноса вод в Беринговом проливе рассмотрели Огорд и др. [42]. Рассчитанный ими за 37-летний период средний перенос составляет 0,56 Св со стандартным отклонением годовых средних 0,05 Св. Максимальное годовое отклонение от среднего переноса может достигать ± 21 %.

30.4. Вертикальная структура течений

На акватории Берингова моря присутствует широкий спектр факторов, которые определяют разнообразие вертикальной структуры течений в отдельных ее районах. К наиболее значимым из них можно отнести существенную изменчивость атмосферных процессов (происходящую за счет значительной повторяемости выхода на акваторию моря и прилегающую часть Тихого океана циклонических образований), интенсивный водообмен через многочисленные проливы Алеутско-Командорской гряды, сложный рельеф дна, существенное опреснение шельфовых вод в теплое время года и значительное развитие конвективных процессов в осенне-зимнее время.

Наибольшая устойчивость по направлению и повышенные значения скоростей течений в слое наблюдений отмечаются в узкостях проливов. По определению В. В. Тимонова в 1960 г., проливы близки (по своим морфометрическим особенностям) к плотинам или порогам, при прохождении которых происходит интенсификация течений. Ю. Д. Михайлов в 1960 г., исследуя закономерности приливных течений в районе Курильской гряды, отмечал, что максимальные течения, как правило, ориентированы вдоль изобат или по нормали к створам проливов.

Подтверждением этих положений могут служить редкие и кратковременные данные инструментальных измерений в проливах Алеутской гряды, которые имеются в нашем распоряжении. Так, в восточной части прол. Ближнего, где происходит поступление тихоокеанских вод в море (рис. 30.4 *а*), наблюдалось довольно устойчивое течение. Причем направление и скорость потока тихоокеанских вод в слое наблюдений (50—500 м) изменялись незначительно.

В юго-восточной части моря (к северу от мелководных проливов в восточной части Алеутской гряды) имеющиеся результаты инструментальных наблюдений позволяют сделать предположение о двух влияющих факторах, формирующих вертикальную структуру течений в этом районе. В слое 0—50 м (рис. 30.4 *б*) проявляется поток тихоокеанских вод, проникающих через мелководные проливы и следующих на северо-запад. Так как глубина этих проливов менее 100 м, то в слое 0—50 м течения практически неизменны по скорости и направлению. В то же время на горизонте 100 м сказывается совместное влияние вод, проникающих через проливы, и глубинного потока, следующего вдоль Алеутских островов. Поэтому значения скорости на горизонте 100 м существенно уменьшаются, а направление потока изменяется на западное.

В глубоководной части Камчатского пролива изменения направления потока в слое наблюдений незначительны. Однако значения скоростей колеблются более существенно. Это наиболее заметно проявляется в поверхностном (0—10 м) слое (рис. 30.4 *в*). Возможно, здесь сказывается влияние ветра. Однако не исключено и воздействие потока северного направления, переносящего тихоокеанские воды на мелководье вблизи о. Беринга. Наблюдения в одной точке и недостаточная продолжительность регистраций течений (одни сутки) не позволяют сейчас достоверно определить, какой из данных факторов наиболее вероятен.

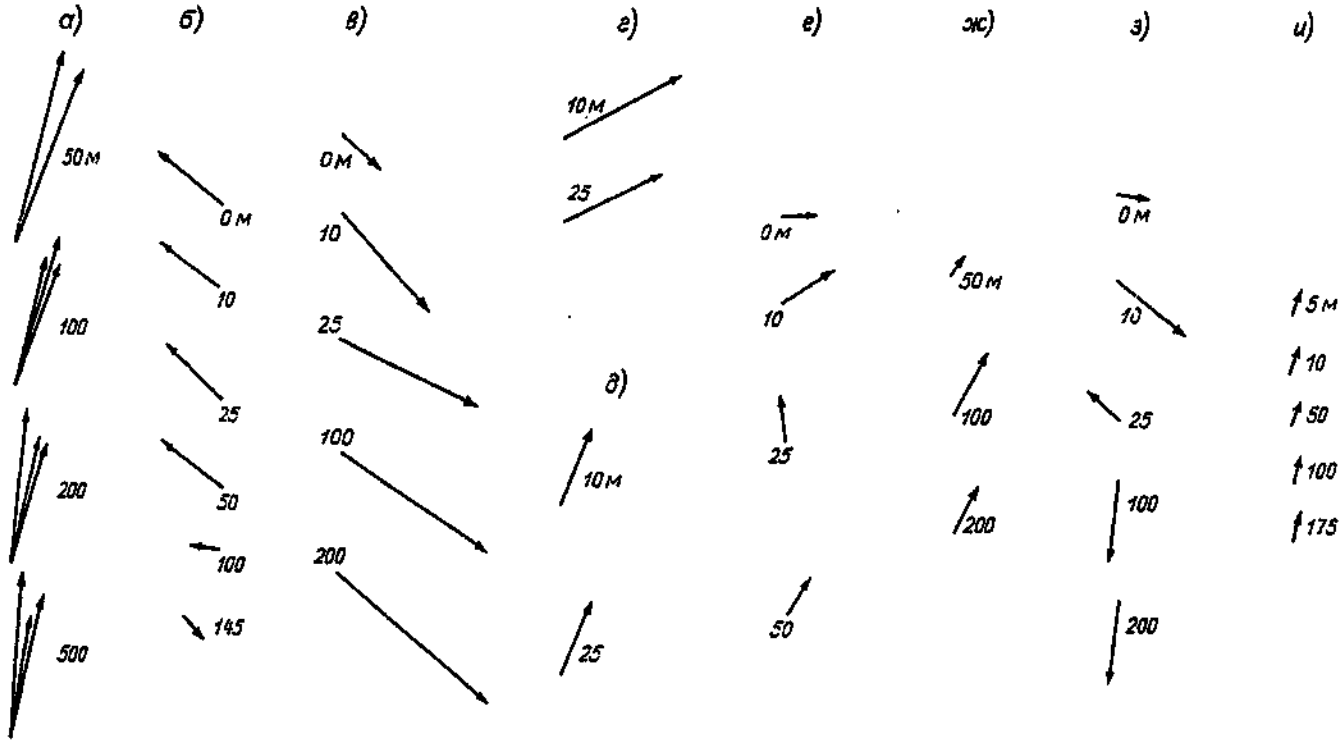


Рис. 30.4. Вертикальное распределение векторов течений в различных пунктах Берингова моря.

а — прол. Ближний; *б* — севернее прол. Уникак; *в* — Камчатский пролив; *г* — прол. Чирикова; *д* — Берингов пролив; *е* — Анадырский залив; *ж* — средняя часть склона; *з* — южнее Олюторского залива; *и* — юго-восточнее м. Наварин.

В проливах Чирикова и Беринговом (рис. 30.4 *г*, *д*) наиболее существенно только изменение скоростей течений. В то же время направление потоков в слое наблюдений может измениться в этих районах моря не более чем на 5—15°.

На акваториях, где существенно влияние речных вод, наблюдается двухслойная структура течений. Наиболее ярко это проявляется в мористых районах западной части Анадырского залива (к северо-востоку от м. Наварин). Здесь в поверхностном слое (0—10 м) выделяется поток вод, следующих в восточном направлении. На горизонтах 10 и 25 м происходит перестройка течений и, начиная с глубин 50 м, наблюдается вторжение вод из глубоководной части моря с направлением на северо-восток (рис. 30.4 *е*).

Несмотря на невысокие скорости течений, в пределах материкового склона достаточно уверенно выделяются потоки вод с циклонической направленностью. Векторы течений, как правило, ориентированы по касательным к изобатам (рис. 30.4 *ж*, *з*). Здесь в поверхностном слое также проявляется воздействие ветра на течения. Так, к востоку от Олюторского залива в слое 0—25 м направление течений в поверхностных слоях может отличаться от направления переносов вод на нижележащих горизонтах на 60—90° (рис. 30.4 *з*).

Как следует из ранее опубликованных работ [48, 60, 79], наибольшей изменчивости вертикальная структура течений подвергается в шельфовых районах моря, где велико влияние перестройки барического поля. Однако вблизи внешней кромки шельфа (несмотря на малые значения скоростей потоков) устойчивость течений в слое наблюдений возрастает (рис. 30.4 *и*).

31. Циркуляция вод Берингова моря по результатам диагностических расчетов

По результатам диагностических расчетов течений, построенных по средним многолетним данным для разных месяцев, рассматривается обобщенная схема циркуляции вод Берингова моря, а также особенности течений на различных горизонтах. Приводится сравнение полученных результатов с имеющимися инструментальными измерениями и данными предыдущих исследований.

31.1. Диагностическая модель расчета течений

К настоящему времени получены довольно хорошие результаты расчетов течений для различных частей Мирового океана, проведенных в рамках различных теоретических моделей [6, 7, 9, 12, 17, 23—25, 29, 34—37, 45, 46, 75]. Современные методы расчетов учитывают реальное поле плотности от поверхности до дна, рельеф дна, конфигурацию берегов и атмосферную циркуляцию над исследуемой областью.

Для расчета уровенной поверхности и трехмерного поля течений на акватории всего моря использована линейная диагностическая модель А. С. Саркисяна [34, 35].

Выбор уровенной поверхности в качестве вспомогательной функции оказался не случайным. Диагностические расчеты [17, 29, 34, 36, 37], рассматривающие преимущества и недостатки вспомогательных функций ζ (превышение уровня) и ψ (функция тока), приводят к следующим важным

выводам. Структура соотношений для расчета ζ и ψ показывает, что малые и неточные аномалии плотности на больших глубинах входят в уравнение для ψ с большим весом, чем более надежные значения этих величин в верхних слоях, что порождает погрешности в расчетах поля ψ. Уравнения для расчета уровенной поверхности не дают таких погрешностей. Кроме того, уровенная поверхность легко поддается проверке путем сравнения рассчитанных по ней градиентных течений с данными наблюдений. Поэтому ζ является более надежной вспомогательной функцией, чем функция ψ.

Рассмотрим постановку задачи и основные соотношения для расчета уровенной поверхности и составляющих скорости течений согласно [34, 35].

Имеется морской бассейн с произвольным рельефом дна и произвольными очертаниями берега; помимо естественных, твердых берегов, бассейн может иметь также участки условной границы — „жидкие берега", на которых заданы расходы воды; в бассейне задано поле плотности, а на его поверхности — касательное трение ветра (или атмосферное давление). Решается гидродинамическая задача расчета поля течений в бассейне по заданным полям плотности и ветра с учетом соответствующих граничных условий.

Проведенная предварительно оценка вклада отдельных членов в исходных уравнениях показала, что при исследовании крупномасштабных течений можно пренебречь инерционными членами и эффектом бокового обмена, а уравнение для вспомогательной функции получается следующего вида [34] (обозначения общепринятые):

$$\frac{1}{2\alpha}\Delta\zeta + J(H,\zeta) + \frac{H\beta}{l}\frac{\partial\zeta}{\partial x} = \frac{1}{\rho_0 g}\operatorname{rot}\tau - \frac{1}{2\alpha\rho_0}\int_0^H \Delta\rho dz - \frac{1}{\rho_0}\int_0^H J(H,\rho)dz - \frac{\beta}{\rho_0 l}\int_0^H (H-z)\frac{\partial\rho}{\partial x}dz. \qquad (31.1)$$

После того как уровенная поверхность найдена, вычисляются составляющие скорости течения, выражения для расчета которых имеют вид

$$u = \frac{1}{l\rho_0}\sqrt{\frac{\nu'}{\nu}}\left[\frac{\partial p_a}{\partial x}\sin(\alpha z) - \frac{\partial p_a}{\partial y}\cos(\alpha z)\right]\exp(-\alpha z) - \frac{g}{l\rho_0}\left[\rho_0\frac{\partial\zeta}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial y}\int_0^z \rho dz\right];$$

$$v = \frac{1}{l\rho_0}\sqrt{\frac{\nu'}{\nu}}\left[\frac{\partial p_a}{\partial x}\cos(\alpha z) + \frac{\partial p_a}{\partial y}\sin(\alpha z)\right]\exp(-\alpha z) + \frac{g}{l\rho_0}\left[\rho_0\frac{\partial\zeta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x}\int_0^z \rho dz\right], \qquad (31.2)$$

где τ — напряжение ветра — рассчитывается через атмосферное давление на уровне моря p_a. Простейшим вариантом такого рода формул могут служить соотношения, получаемые из модели Аккерблома [34].

Решение линейного уравнения (31.1) во внутренних точках бассейна может быть представлено в виде суммы двух независимо определяемых слагаемых [34, 35]:

$$\zeta = \bar{\zeta} + \zeta^*, \qquad (31.3)$$

где $\bar{\zeta} = -(1/\rho_0)\int_0^H \rho dz$ — уровень, получаемый при использовании динамического метода, а ζ^* — адинамическая поправка.

Слагаемое ζ^* определяется путем интегрирования более простого, чем (31.1), уравнения:

$$\frac{1}{2\alpha}\Delta\zeta^* + J(H,\zeta^*) + \frac{H\beta}{l}\frac{\partial\zeta^*}{\partial x} = \frac{1}{\rho_0 g}\operatorname{rot}\tau + \frac{\beta}{\rho_0 l}\int_0^H z\frac{\partial\rho}{\partial x}dz. \qquad (31.4)$$

Простейшим вариантом граничного условия для ζ^* является задание $\zeta^* = 0$ на контуре бассейна.

Разностная схема нахождения уровенной поверхности во внутренних узлах расчетной сетки приведена в [33—35]. Расчеты уровенной поверхности и составляющих трехмерного поля течения проведены по программе Т. З. Джиоева [33].

Для определения уровенной поверхности моря по уравнению (31.4) необходимо иметь значения $\zeta(x, y)$ на границе исследуемой области.

При численной реализации задачи граница расчетной области не совпадает с реальным очертанием берегов Берингова моря. Отступая от фактических берегов во внутреннюю часть бассейна, имеем дело с жидкими границами. Поле ρ на этих границах задано и, вообще говоря, не удовлетворяет условиям непротекания. Ясно, что если принять условие непротекания, то заведомо допускается противоречие между значениями ζ и имеющимся на контуре полем плотности. Практикой диагностических расчетов установлено, что лучшим вариантом граничных условий является

$$\zeta|_\Gamma = -\frac{1}{\rho_0}\int_0^H \rho dz. \qquad (31.5)$$

При численных расчетах уровенной поверхности и составляющих скоростей течений приняты следующие значения необходимых констант (в системе СГС): $g = 981$ см/с^2; $\omega = 0{,}72 \cdot 10^{-4}$/с; $R = 0{,}64 \cdot 10^9$ см; $\rho_0 = 1{,}028$ г/см^3; $\nu' = 0{,}5 \cdot 10^3$ см^2/с; $\nu = 10$ см^2/с.

Все расчеты выполнены по следующей схеме. Вначале были произведены расчеты ζ по формуле (31.5), затем полученные значения на контуре входили в качестве граничных для нахождения ζ^* из уравнения (31.4). Сумма $\bar{\zeta}$ и ζ^* дает значения уровенной поверхности моря. По уравнениям (31.2) находятся горизонтальные составляющие скорости течения.

31.2. Расчетные области и исходные поля для диагностических расчетов течений

Как показывает практика диагностики расчетов течений [6, 7, 9, 12, 17, 23, 25, 29, 34—37], их точность определяется в первую очередь достоверностью используемых данных. Рассмотрим характеристики сеточной области и исходных полей, необходимых для расчетов.

Сеточная область. Поверхность Берингова моря разбивалась системой трапеций со сторонами, равными одному градусу по широте и двум градусам по долготе. Реальное море с его естественными очертаниями заменялось акваторией с контуром, составленным из трапеций, со сторонами из меридианов и параллелей. Выбор размеров трапеций определился насыщенностью данными измерений, от которой зависит достоверность получаемых значений.

Значительная часть акватории Берингова моря в зимний период покрыта льдами [30], где в это время полностью отсутствуют данные гидрологических наблюдений. Поэтому площади расчетных областей и их конфигурации отличаются от месяца к месяцу (рис. 31.1).

Рельеф дна. В узлы расчетной сетки с карты масштаба 1 : 2 000 000 были занесены характерные значения глубин для всей рассматриваемой акватории. Затем проведено пятиточечное сглаживание глубин с равным весом. Полученное в итоге поле рельефа дна отражает все основные крупномасштабные элементы реальной топографии исследуемой области.

Поле атмосферного давления. В течение года над Беринговым морем преобладает циклоническое барическое поле. Наибольшей интенсивности циклоническая деятельность достигает здесь зимой, когда повторяемость циклонов (с давлением в центре 980 гПа и ниже) становится максимальной. В летний период интенсивность циклонической деятельности ослаблена, однако повторяемость слабо выраженных циклонов высока [16]. Значительные пространственные смещения циклонов приводят к существенной изменчивости направления приземного ветра в течение года.

Касательное трение ветра определялось через атмосферное давление на уровне моря по модели Аккерблома [34].

Средние многолетние данные атмосферного давления в узлах расчетной сетки были взяты с карт и таблиц, подготовленных Т. П. Тимофеевой [39].

Поля плотности вод. Для формирования ежемесячных полей плотности морской воды от ее поверхности до придонных горизонтов привлечены материалы практически всех океанографических наблюдений на акватории Берингова моря. Общее количество глубоководных гидрологических станций составляет 35 701, которые были выполнены в 588 экспедиционных рейсах с 1932 по 1988 г.

Технология обработки океанографических данных достаточно подробно представлена в ч. IV настоящего выпуска. Отметим только, что плотность морской воды была рассчитана вначале на всех горизонтах наблюдений для каждой конкретной гидрологической станции. Затем была проведена интерполяция данных на стандартные горизонты (если это не было выполнено ранее), чистка информации, ее сортировка в трапеции 1 × 2° с одновременным исключением дублей и, в конечном итоге, расчет статистических характеристик.

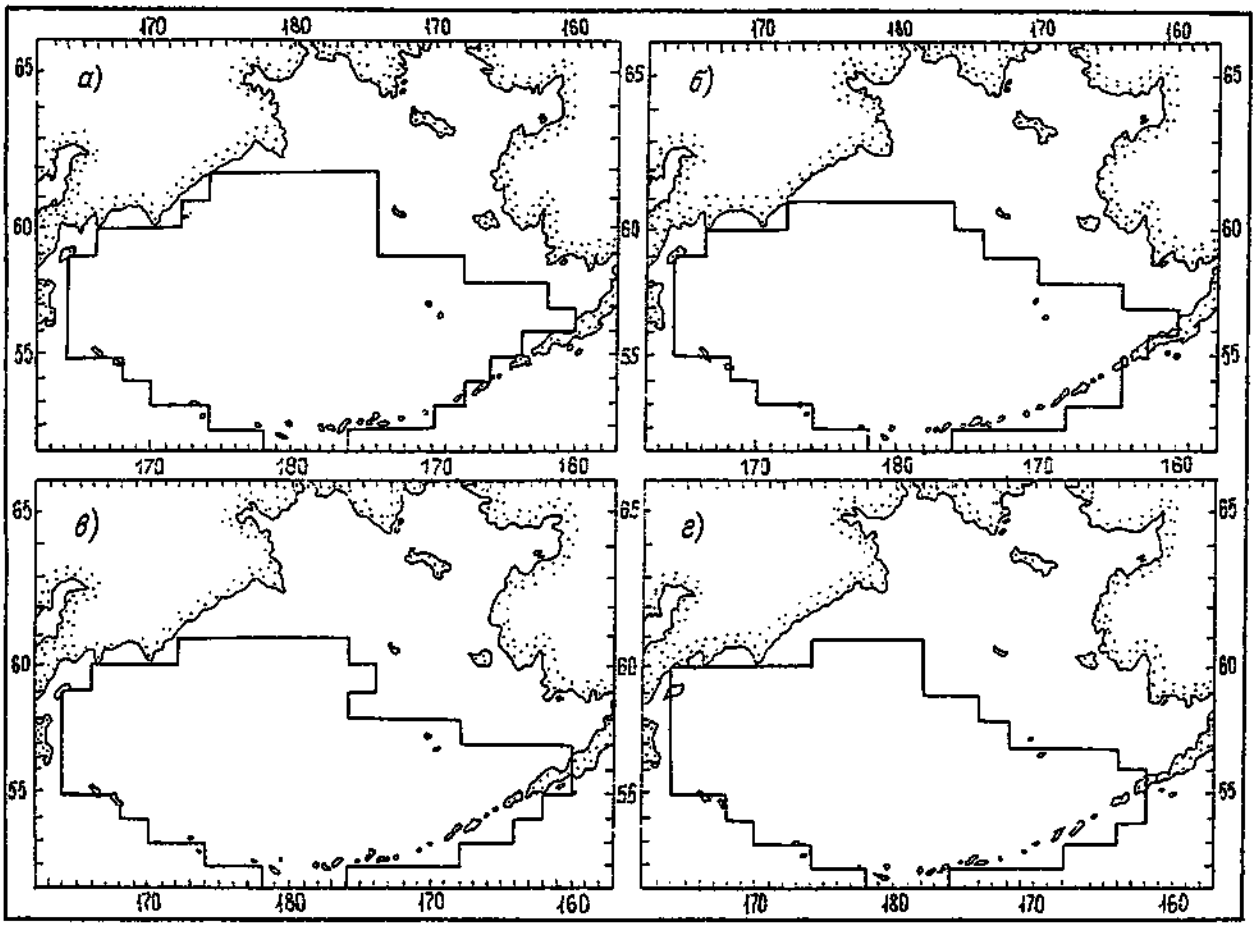
Анализ информации показал, что подавляющее число гидрологических станций выполнено в летнее время. Наибольшее число станций приходится на важные в рыбопромысловом отношении районы моря — Бристольский залив, район материкового склона восточного шельфа, Олюторско-Карагинский район и Анадырский залив. Распределение информации в течение года и по глубине представлено в табл 31.1.

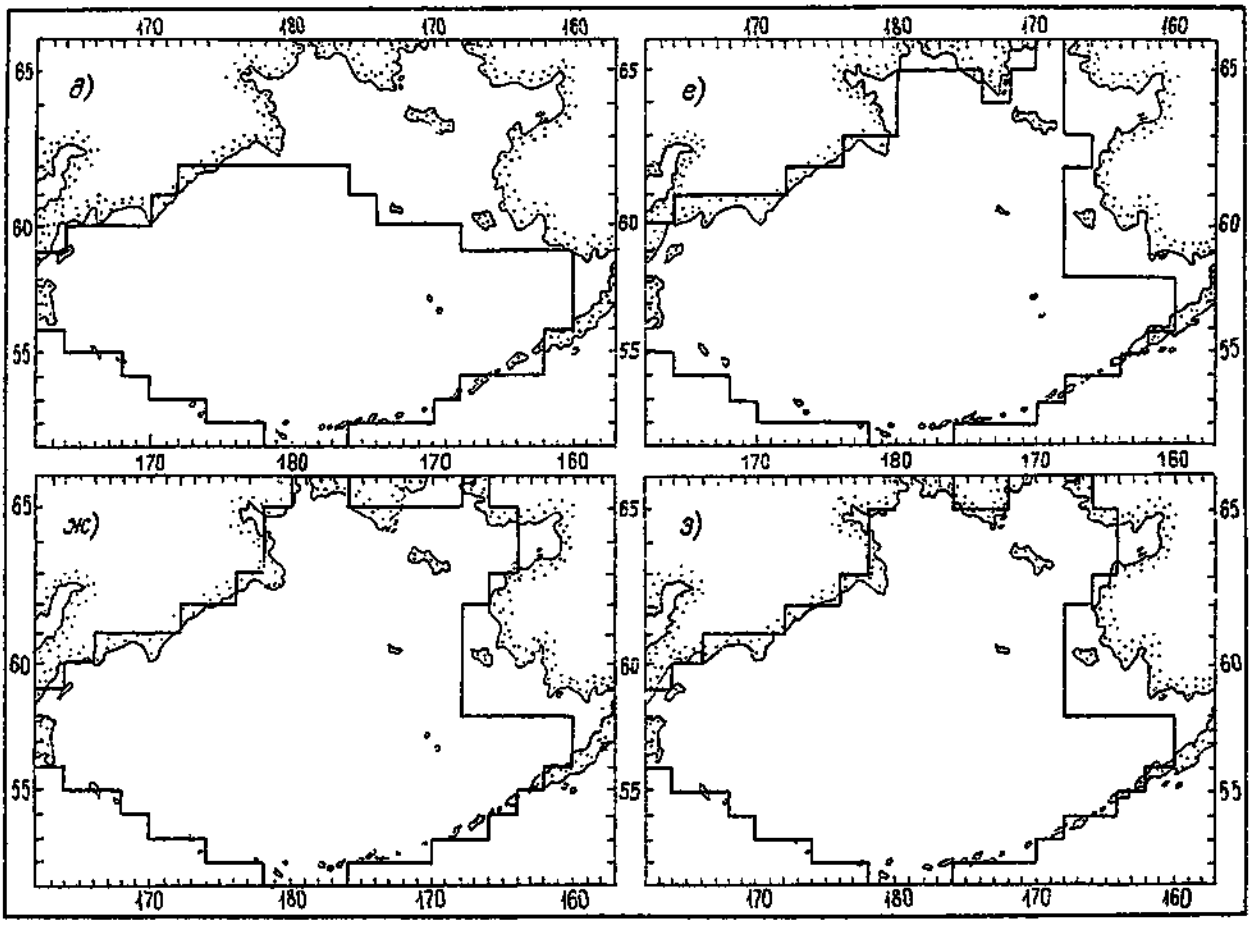
Имеющиеся данные по внутригодовой изменчивости плотности вод на различных горизонтах (см. ч. IV настоящего выпуска) позволили использовать средние месячные характеристики в слое 0—250 м (так как сезонные изменения плотности происходят в этом слое), а начиная с 300 м и до придонных горизонтов — среднее годовое поле.

Таблица 31.1

Количество определений плотности вод Берингова моря в течение года

Горизонт, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год
0	458	543	899	1058	2231	3248	4364	2388	2536	1256	581	484	20 046
50	426	448	801	653	1810	2386	2745	1414	1822	796	444	391	14 136
100	412	363	598	482	1181	1525	1886	748	1140	479	313	323	9 450
150	259	209	406	326	777	1444	1349	630	885	316	171	248	7 020
200	228	184	358	291	659	1193	1237	557	819	276	147	223	6 172
500	83	119	280	187	373	751	868	322	505	157	81	89	3 815
1000	30	60	146	97	175	524	580	192	293	45	52	44	2 238
1500	26	39	51	36	52	144	235	110	191	18	36	30	969
2000	26	9	22	14	14	65	78	52	47	13	27	10	377
3000	4	1	8	4	3	16	21	20	14	2	5	5	103


а)
б)
в)
г)
170
180
170
160
65
60
55


д)
е)
ж)
з)
170
180
170
160
65
60
55

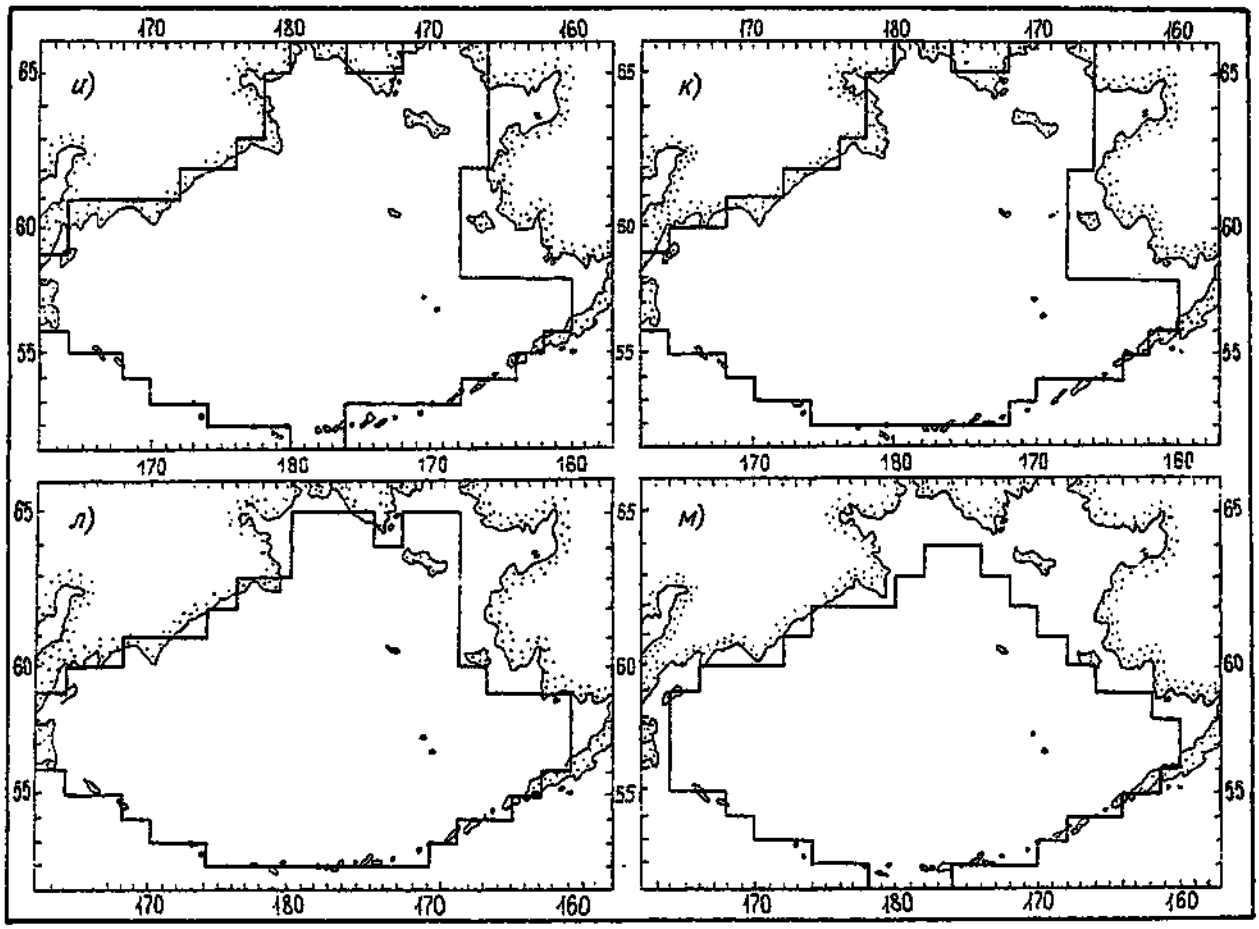


Рис. 31.1. Схема областей, используемых для диагностических расчетов течений Берингова моря.
а—м — соответственно январь—декабрь.

31.3. Общая схема циркуляции вод

Анализ и сопоставление карт векторов течений и уровенных поверхностей, полученных в результате диагностических расчетов, свидетельствует о том, что основные элементы циркуляции вод Берингова моря сохраняются в течение всего года. Исходя из этого, были обобщены все средние месячные карты и получена интегральная схема циркуляции вод моря.

Общие, повторяющиеся из месяца в месяц черты в поле течений, которые рассчитаны по независимым данным, могут служить надежным критерием достоверности основных особенностей циркуляции вод, отраженных на интегральной схеме.

Полученная схема течений Берингова моря (рис. 31.2) согласуется, во-первых, с общепринятыми представлениями о характере и природе течений в морях северного полушария, а во-вторых, является более корректным дополнением признанных схем течений Берингова моря (основанных на расчетах динамическим методом) как по полноте охвата исследуемой акватории данными наблюдений, так и по надежности результатов. Модельные диагностические расчеты являются следующим шагом после динамического метода, а их главным преимуществом является учет касательного трения ветра и морфометрических характеристик бассейна.

Главной особенностью циркуляции вод Берингова моря, как и большинства морей северного полушария, является общее циклоническое движение вод в глубоководном бассейне, что в целом соответствует сложившимся к настоящему времени представлениям о течениях в море [2, 26, 71, 84].

Основными звеньями общего циклонического движения вод в глубоководной котловине являются: течение Атту, начало которому дают воды, поступающие через прол. Ближний и следующие вдоль северных берегов Алеутских островов на восток; Поперечное течение, переносящее воды вдоль склона шельфа в северо-западном направлении; Камчатское течение, представляющее собой западное звено циклонической циркуляции, которое выносит воды Берингова моря через Камчатский пролив.

На фоне общего циклонического движения вод глубоководной котловины моря существует система крупных вихревых образований различного знака. Два обширных квазистационарных циклонических круговорота выделяются в пределах Командорской и Алеутской котловин. Помимо этого, существует целый ряд антициклонических круговоротов, также выделяющихся в течение всего года (в котловине Бауэрс, в Олюторском заливе, в юго-восточной части Алеутской котловины, южнее м. Наварин). Антициклонические вихри более мелких масштабов наблюдаются вокруг крупных островов (или групп небольших островов) Алеутской

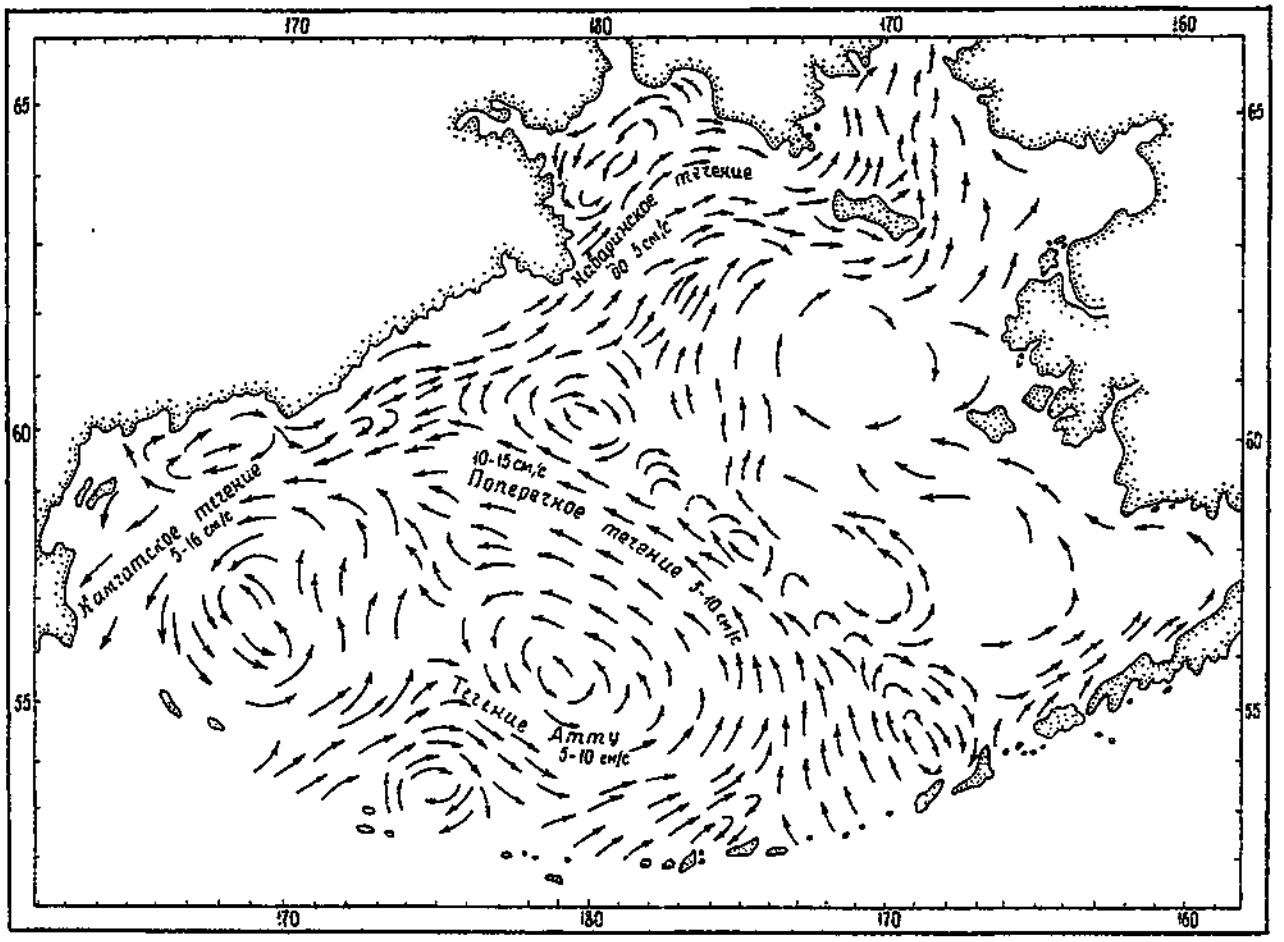


Рис. 31.2. Обобщенная схема течений Берингова моря по данным диагностических расчетов.

гряды. На северо-восточной периферии Поперечного течения вследствие взаимодействия с материковым склоном также формируется цепочка антициклонических вихревых образований.

Антициклонические круговороты вод в котловине Бауэрс к югу от м. Наварин и в Олюторском заливе являются новыми элементами циркуляции. Появление новых элементов (в дополнение к существующим представлениям о циркуляции вод) в схеме течений Берингова моря можно объяснить использованием более полного и качественного массива данных гидрологических наблюдений, а также более надежной методикой расчетов.

Поступление тихоокеанских вод в Беринговo море осуществляется через многочисленные проливы Алеутских островов. Часть вод, поступающих через восточную половину прол. Ближнего, направляется на север вдоль восточной периферии циклонического круговорота, расположенного в Командорской котловине, а затем поворачивает на запад в сторону Олюторского залива. Другая часть этих вод огибает хребет Бауэрс и дает начало течению Атту, которое является южным звеном основного циклонического круговорота вод в Алеутской котловине. Скорость этого течения составляет 5—10 см/с.

Восточнее меридиана 180° к течению Атту присоединяются тихоокеанские воды, поступающие через проливы Амчитка, Танага и Амухта. Объединенный поток направляется на север. Достигнув континентального склона, эти воды изменяют направление на северо-западное и дают начало Поперечному течению. Достигнув меридиана 178° з., Поперечное течение отходит от континентального склона, пересекая северную часть Алеутской котловины, и направляется к корякскому побережью. Средняя скорость Поперечного течения составляет около 5—10 см/с, достигая максимальных значений (10—15 см/с) у корякского побережья.

В точке 60° с. ш., 175° в. д. происходит разделение Поперечного течения на два потока. Один из них (Камчатское течение) направлен на юг вдоль побережья Азиатского континента и замыкает на западе циклоническую циркуляцию вод в глубоководной части Берингова моря. Скорости этого течения достигают 15 см/с и более.

Вторая ветвь Поперечного течения дает начало теплому Наваринскому течению, воды которого поступают на шельф в районе м. Наварин и далее распространяются приблизительно вдоль 50-метровой изобаты, огибая мористую часть Анадырского залива по часовой стрелке. У берегов Чукотского полуострова от Наваринского течения отделяется ветвь, являющаяся северной периферией циклонического круговорота вод в Анадырском заливе. Преобладающая часть вод Наваринского течения следует в северную часть моря через прол. Чирикова.

По данным расчетов, наблюдается также перенос вод, поступающих из глубоководной котловины Берингова моря и следующих затем южнее

о. Св. Лаврентия на восток. Этот поток затем следует через прол. Шпанберга в северную часть моря, где сливается с водами, поступающими через прол. Чирикова. Объединенный поток вод далее перемещается в Северный Ледовитый океан через Берингов пролив.

На обширном восточно-беринговоморском шельфе преобладает движение вод северо-западного направления. Однако в центральной его части (между изобатами 50 и 100 м) выделяются застойные зоны, где перенос вод практически отсутствует. Скорость течений на большей части шельфа составляет менее 2—4 см/с.

В Бристольском заливе наблюдается циклонический круговорот вод. Одним из факторов, образующих данную циркуляцию, вероятно, можно считать поступление тихоокеанских вод через прол. Унимак, которые отклоняются вправо под воздействием силы Кориолиса. Конфигурация береговой линии и материковый сток являются поддерживающим фактором данной циркуляции.

31.4. Особенности пространственно-временного распределения непериодических течений

Ниже рассмотрена пространственная и временная (по месяцам) изменчивость многолетних средних месячных течений.

Как следует из рис. 31.3, поле непериодических течений на поверхности моря в значительной степени зависит от особенностей атмосферной циркуляции в различные сезоны. Ежемесячные средние многолетние данные приземного атмосферного давления свидетельствуют о том, что на протяжении года в его распределении существуют две крупномасштабные особенности, приводящие к перестройке полей ветра. Так, с сентября по май преобладающее направление ветров над морем северо-восточное, в июне и июле — южное, а в августе наблюдается переходный период.

В теплое время года (июнь—август) поле течений на поверхности в целом хорошо согласуется с течениями на нижележащих горизонтах, т. е. наблюдается доминирующее влияние на характеристики течений пространственных неравномерностей поля плотности (рис. 31.3 *е—з*). Этому способствуют и атмосферные процессы. Летом (в июне—августе) наиболее часто повторяются ветры южных и юго-западных направлений. Штормовая деятельность в этот период значительно ослабевает [16].

В июне—августе на поверхности глубоководной части моря отчетливо выделяется общая циклоническая направленность течений с хорошо проявляющимися основными течениями и круговоротами. Так, в Командорской и Алеутской котловинах очевидна циклоническая завихренность, а южнее м. Наварин прослеживается антициклонический вихрь. Хорошо выделяется зона разделения Поперечного течения на Камчатское и Наваринское (рис. 31.3 *е—з*).

В июне южнее о. Св. Лаврентия отчетливо выделяется антициклонический вихрь с центром, расположенным в точке с координатами 62° с. ш., 172° з. д.

С сентября по май почти на всей акватории Берингова моря наблюдается преобладание ветров северных румбов. Поле поверхностных течений в сентябре (рис. 31.3 *и*), откликаясь на перестройку атмосферных процессов, начинает изменяться.

В первую очередь изменения проявляются в северном и центральном районах восточного шельфа. Направление течений изменяется в этих районах от северного и северо-восточного на западное и юго-западное. В глубоководной части моря, а также на юго-восточном шельфе поле поверхностных течений в сентябре не претерпевает значительных изменений (по сравнению с летом).

Процесс перестройки поля течений продолжается в октябре—ноябре, захватывая все большие районы обширного мелководного шельфа (рис. 31.3 *к*, *л*). Два обширных циклонических круговорота, расположенные в Командорской и Алеутской котловинах, выделяются в ноябре только на юге моря.

В декабре (рис. 31.3 *м*) на большей части акватории моря устанавливается перенос поверхностных вод с востока на запад, и только на юге моря наблюдается существование двух вышеотмеченных круговоротов, один из которых располагается севернее прол. Ближнего, а другой — восточнее хребта Бауэрс. Вдоль северных берегов Алеутских островов отмечается перенос вод на восток.

В январе картина поверхностных течений еще больше упрощается (рис. 31.3 *а*). По всей акватории глубоководной части моря наблюдается обширный циклонический круговорот.

Установившаяся в декабре—январе схема течений наблюдается до апреля (рис. 31.3 *а—в* и *м*). В апреле (рис. 31.3 *г*) в южной части моря вновь прослеживаются два циклонических круговорота: один из них формируется севернее Командорских островов, а другой — северо-восточнее о-вов Крысьих.

В мае (рис. 31.3 *д*) происходит увеличение циклонических круговоротов в глубоководной части моря и смещение их к северу.

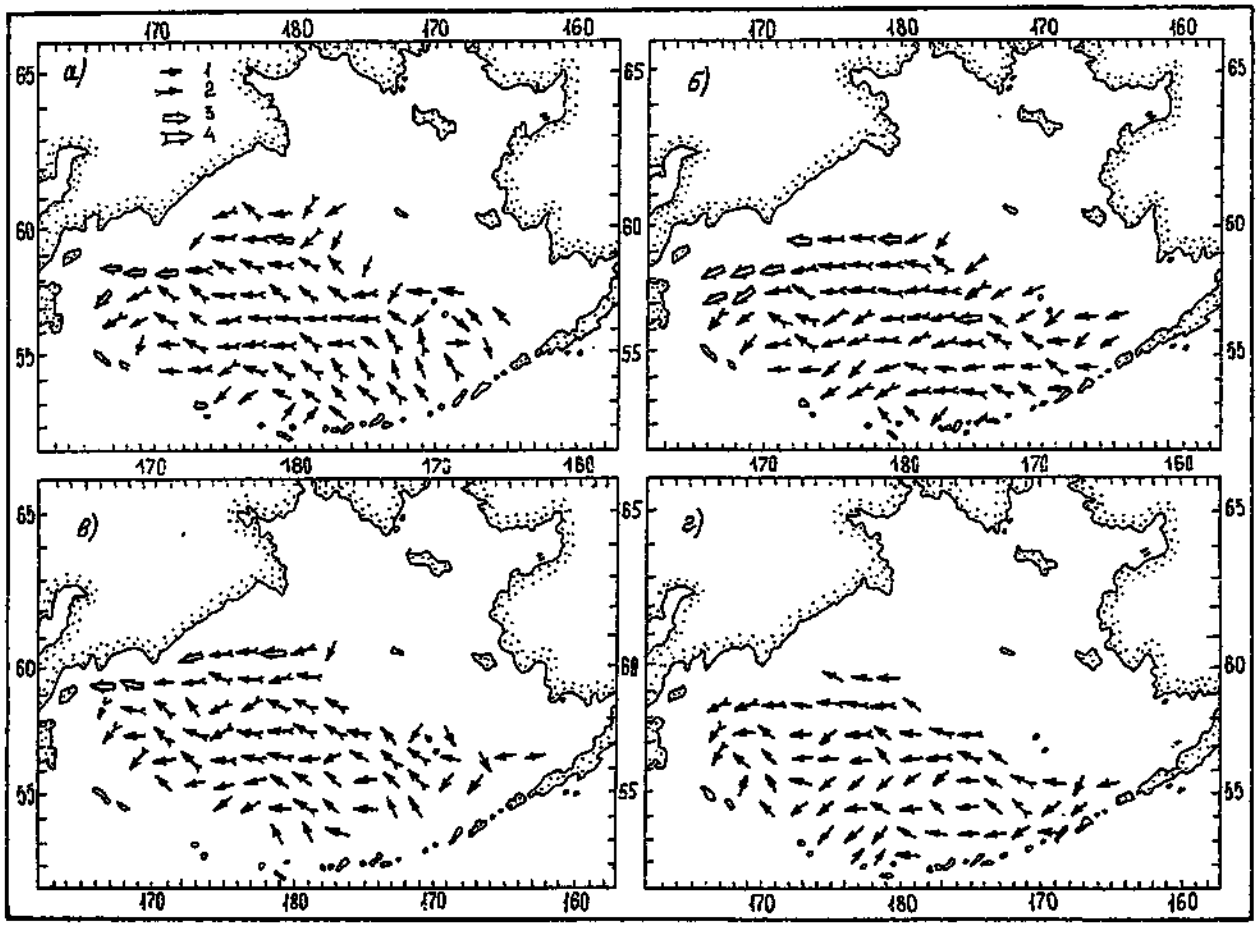
Скорости поверхностных течений в основном определяются степенью воздействия на поверхность моря атмосферных возмущений. В связи с тем что в летнее время на акватории Берингова моря интенсивность атмосферной циркуляции уменьшается (по сравнению с зимним периодом), скорости течений на поверхности летом меньше, чем зимой (рис. 31.3 *а—г*, *м*).

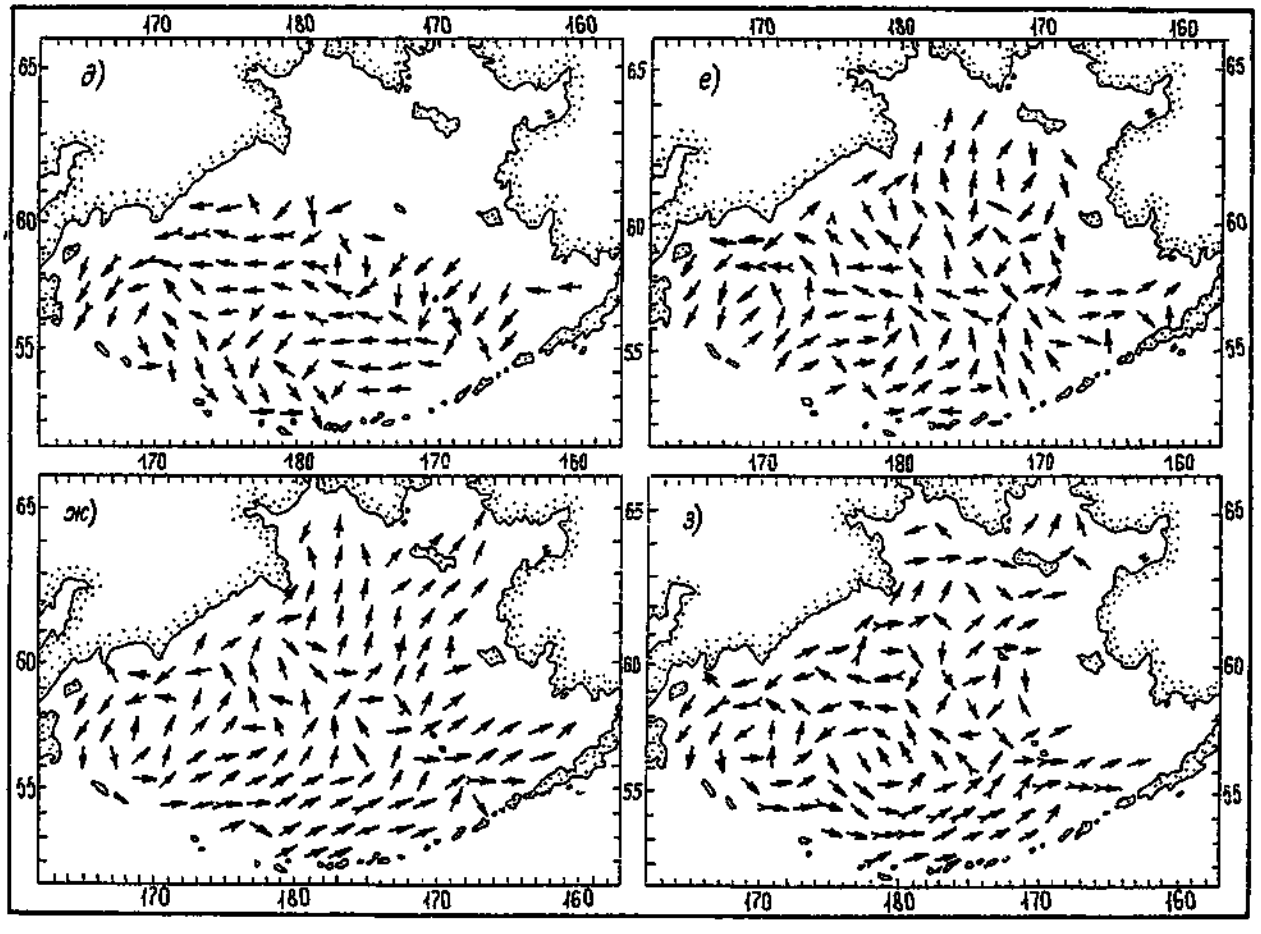
Наиболее низкие скорости течений наблюдаются в июле (рис. 31.3 *ж*, *з*), когда на значительной части акватории они не превышают 5 см/с.

В августе за счет перестройки атмосферных процессов скорости течений на поверхности Берингова моря начинают возрастать. Максимальных значений они достигают в феврале. В это время скорости течений в глубоководной котловине моря изменяются от 5 до 10 см/с, а на северной и западной ее периферии увеличиваются до 10—15 см/с. Наиболее низкие скорости течений (до 5 см/с) наблюдаются в феврале только в самой южной и юго-восточной частях моря (рис. 31.3 *б*).

С марта по май скорости поверхностных течений постепенно уменьшаются. Поэтому в июне их значения свыше 5 см/с наблюдаются только в районе хребта Ширшова (рис. 31.3 *в—е*).

Неодинаковый вклад определяющих факторов в образование особенностей циркуляции вод на различных глубинах способствует формированию определенных закономерностей изменчивости течений по вертикали.


а)
б)
в)
г)
1
2
3
4
170
180
170
160
65
60
55


д)
е)
ж)
з)
170
180
170
160
65
60
55

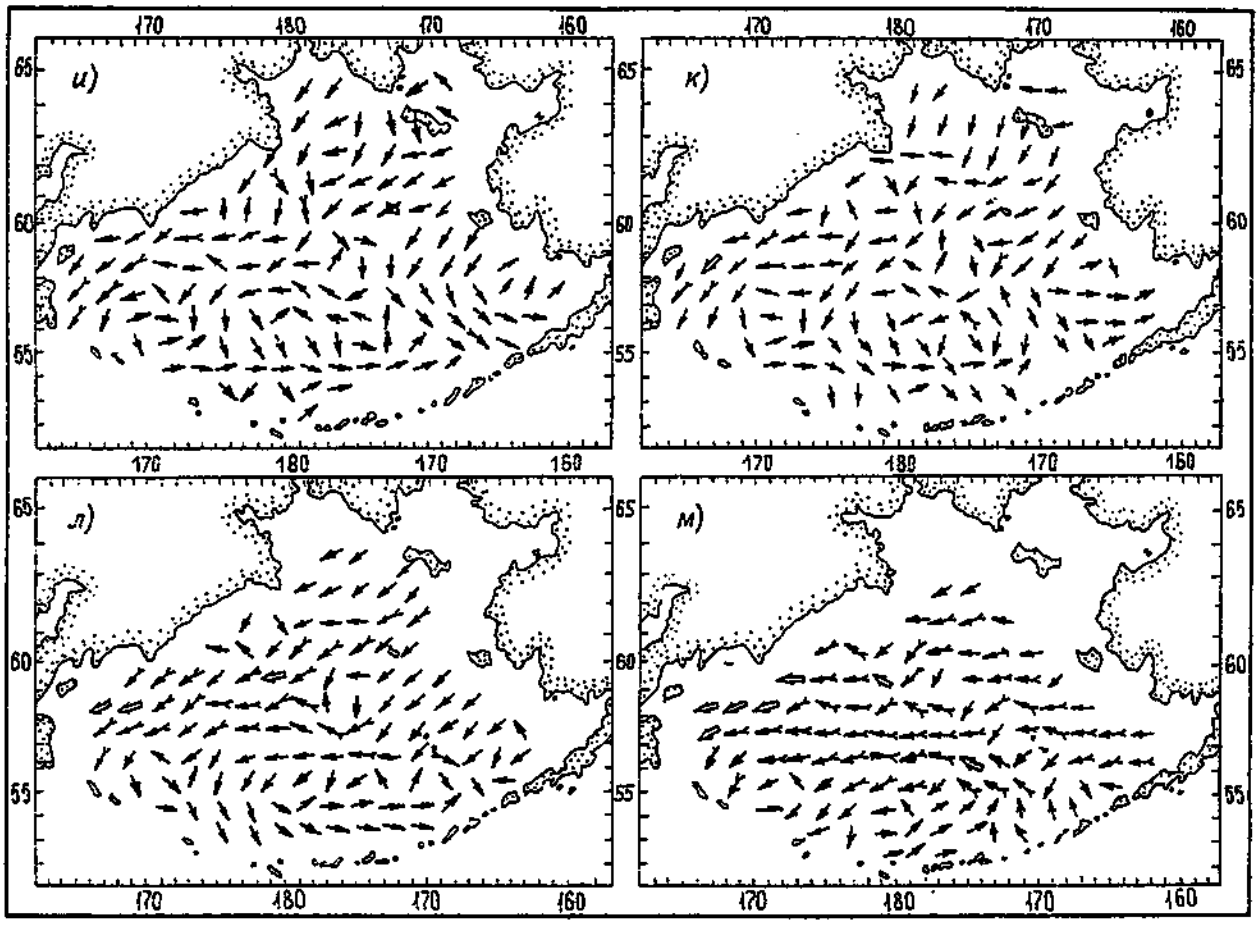


Рис. 31.3. Средние за месяц поверхностные течения Берингова моря.
а—м — соответственно январь—декабрь.
1) 1,0—5,0 см/с; *2*) 5,1—10,0 см/с; *3*) 10,1—15,0 см/с; *4*) 15,1—20,0 см/с.

Диагностические расчеты и численные эксперименты позволили установить, что в рамках использованной модели атмосферная циркуляция наиболее значительное влияние оказывает на поле поверхностных течений. Если при задании среднего многолетнего распределения атмосферного давления ветровая составляющая течений на акватории Берингова моря не превышает 2—7 см/с, то при прохождении атмосферных возмущений скорости течений, вызываемых ветром, возрастают в 4—5 раз.

Диагностические расчеты также показывают, что на глубине 10 м ветровая составляющая скорости течений значительно уменьшается, а на горизонте 20 м ее влияние практически не прослеживается. Уменьшение ветровой составляющей скорости течений с глубиной отмечается на горизонте 10 м даже зимой (рис. 31.4). Поэтому скорости течений в январе—феврале (в период наибольшего развития циклонической циркуляции атмосферы) на горизонте 10 м не превышают 5—10 см/с.

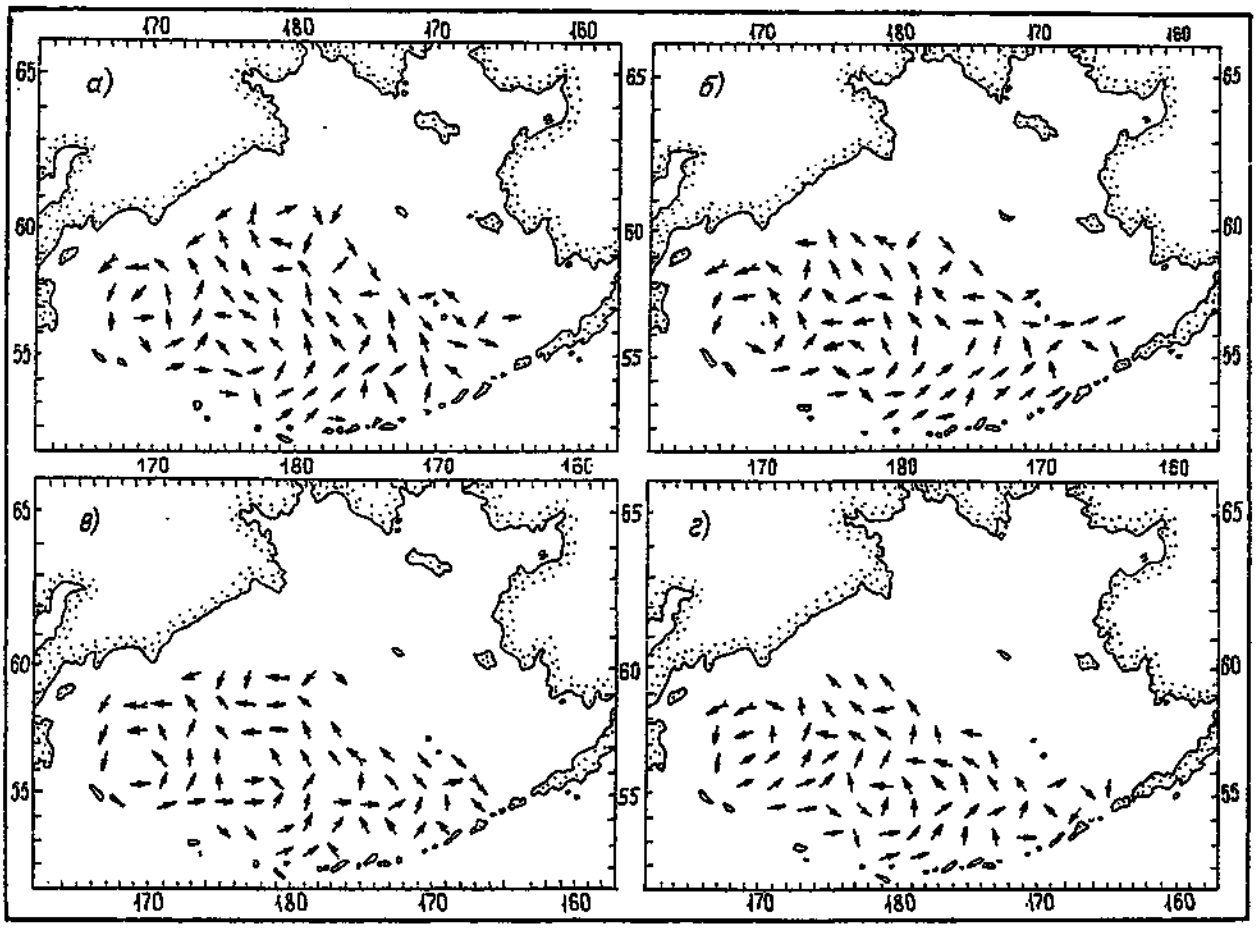
В декабре—мае на горизонте 10 м (рис. 31.4 *а—д, м*) поле векторов отражает все основные элементы циркуляции вод, представленные для глубоководной котловины на обобщенной схеме (см. рис. 31.2). В связи с тем что мелководная часть моря зимой почти полностью покрывается льдом, данные гидрологических наблюдений отсутствуют. Поэтому для зимнего периода получены схемы течений только для свободных ото льда районов моря, которые охватывают в основном глубоководную часть моря.

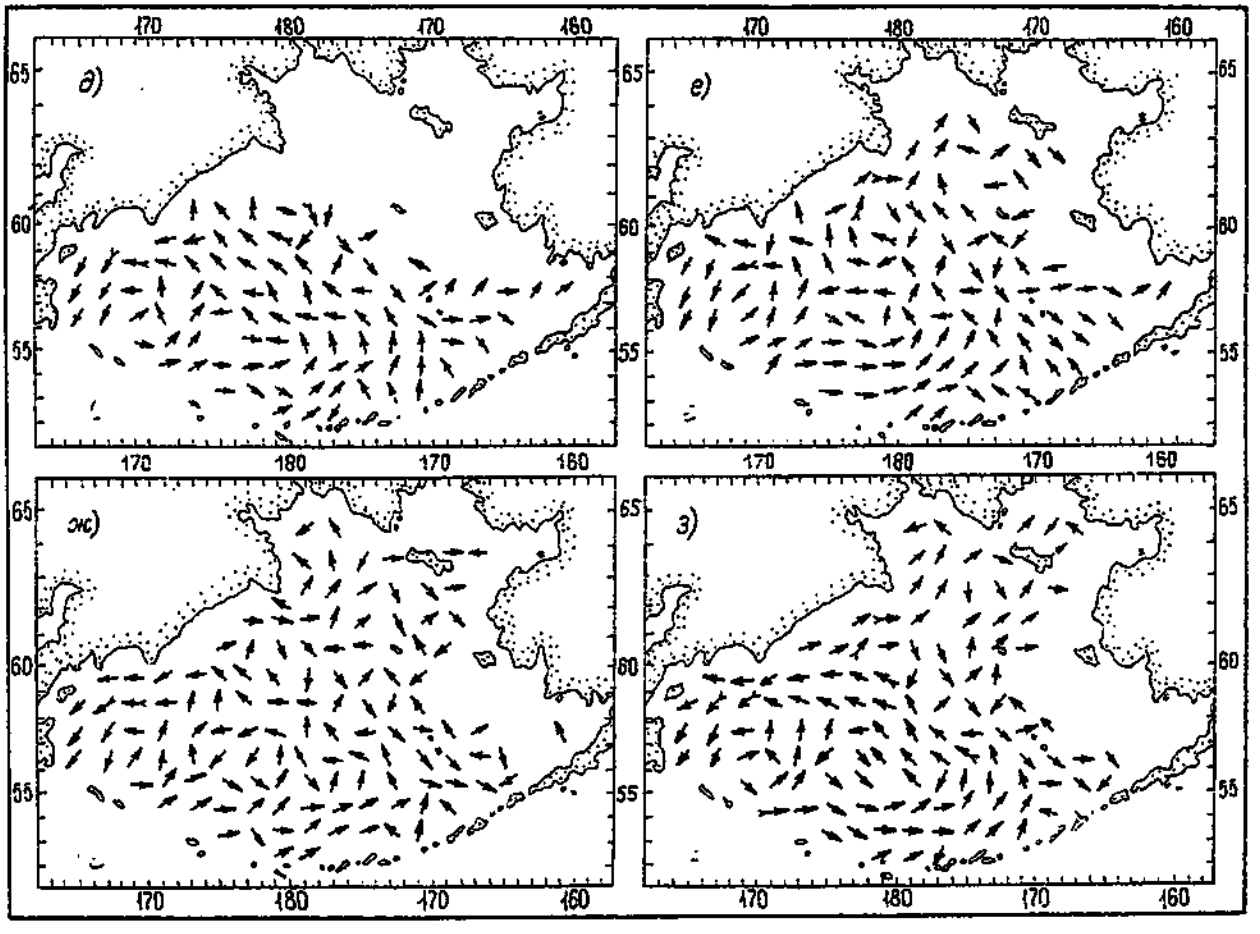
В отличие от поверхностного поля течений, которое в декабре—мае существенно упрощается, на горизонте 10 м проявляются все основные элементы циркуляции, но местоположение и интенсивность некоторых из них изменяется от месяца к месяцу. Циклонический круговорот, показанный на обобщенной схеме в Алеутской котловине, на горизонте 10 м как самостоятельное образование не существует с октября по май.

В июне—сентябре (рис. 31.4 *е—и*) поле векторов на горизонте 10 м отражает все особенности обобщенной схемы. В этот период скорости течений повсеместно уменьшаются до 5 см/с и только в Камчатском течении, а также в антициклоническом круговороте южнее м. Наварин они достигают 5—10 см/с.

Антициклонический круговорот вод, располагающийся южнее о. Св. Лаврентия, от июня к октябрю постепенно смещается на юго-восток, и в октябре его центр располагается северо-западнее о. Нунивак (рис. 31.4 *е—к*).

В сентябре—октябре (рис. 31.4 *и, к*) на схемах циркуляции вод Анадырского залива на горизонте 10 м не прослеживается Анадырское течение, что, видимо, связано с уменьшением стока р. Анадыря. Анадырское течение в это время прижимается к берегу, а пространственное разрешение расчетной


а)
б)
в)
г)
170
180
160
65
60
55


д)
е)
ж)
з)
170
180
160
65
60
55

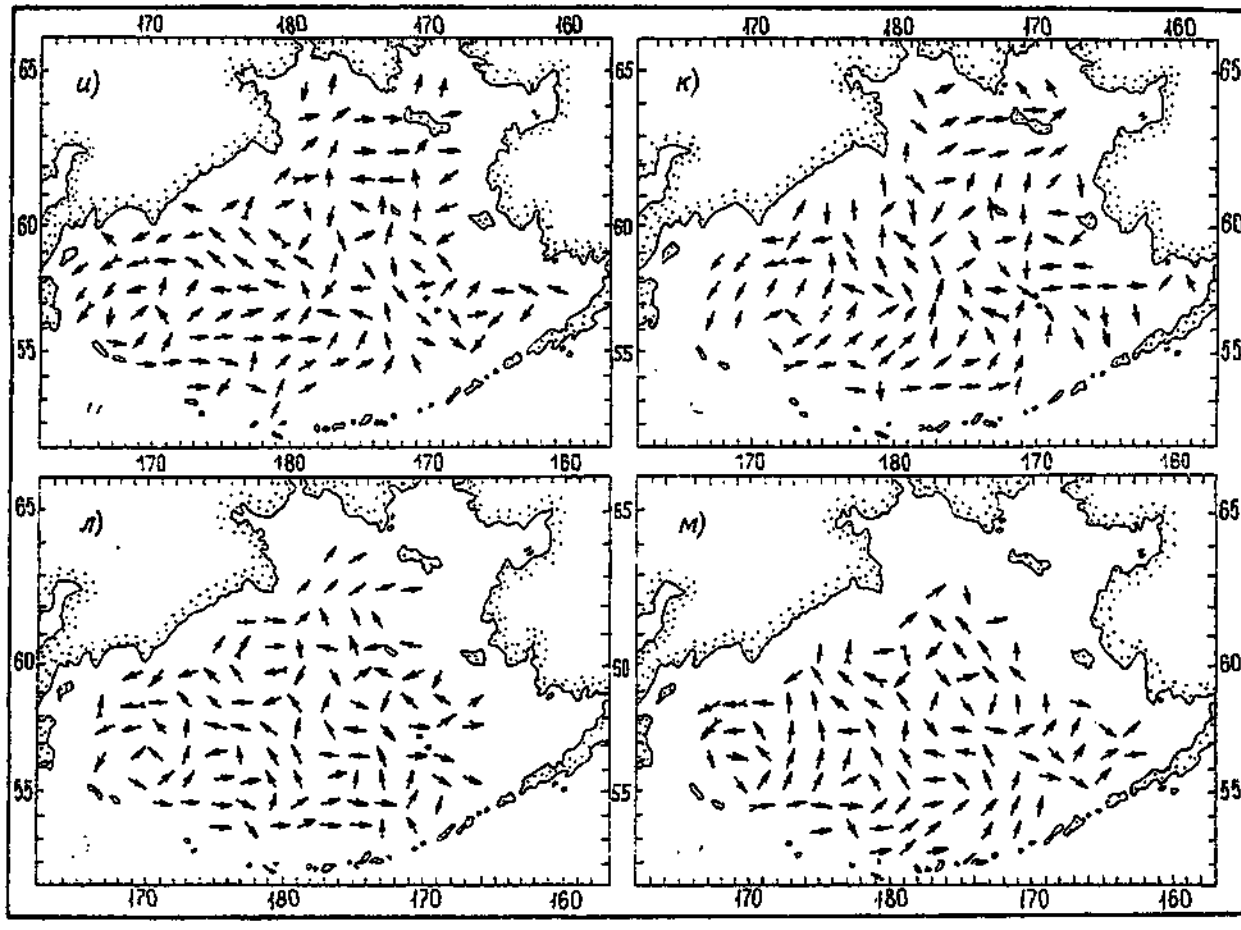


Рис. 31.4. Средние за месяц течения Берингова моря на горизонте 10 м.
Условные обозначения см. на рис. 31.3.

сетки не позволяет зафиксировать узкий прибрежный поток.

Начиная с сентября—октября за счет процессов термической конвекции происходит сглаживание пространственных градиентов в поле плотности. Поэтому на горизонте 10 м более заметным становится влияние атмосферных возмущений (особенно в мелководных районах).

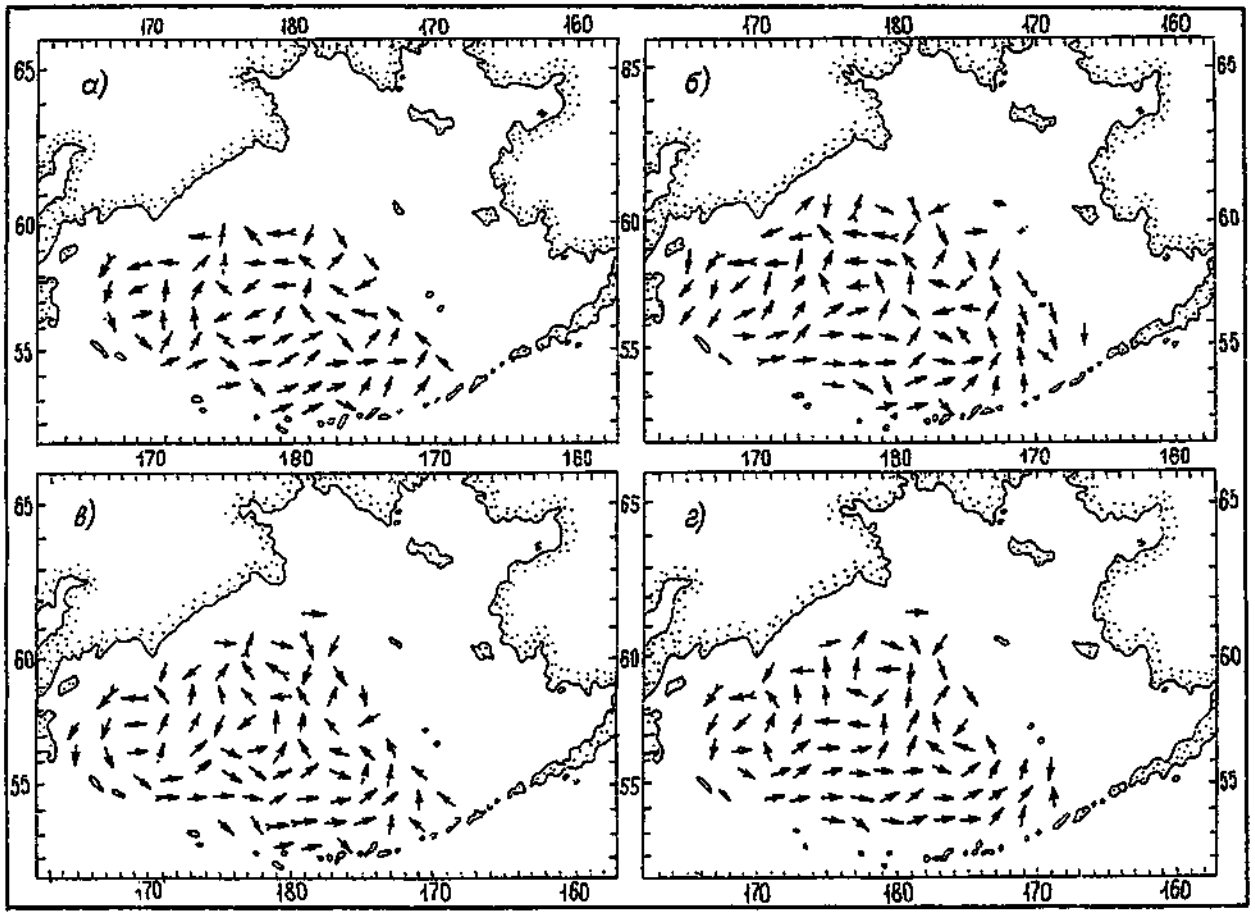
Анализ карт течений на промежуточных и глубинных горизонтах показывает, что в глубоководной котловине моря циклонический характер течений сохраняется до горизонта 2000 м (рис. 31.5, 31.6).

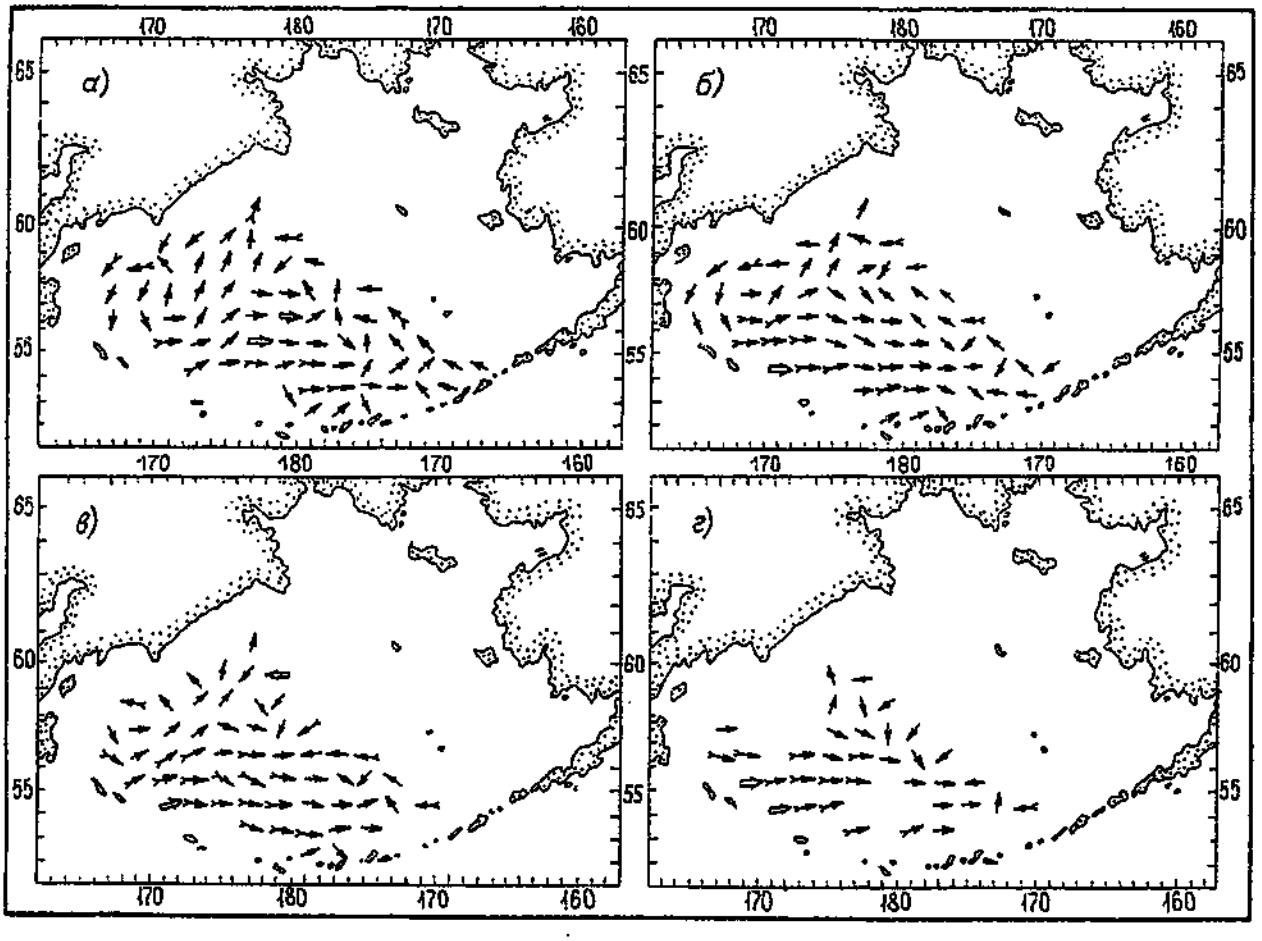
На горизонте 100 м (см. рис. 31.5) в течение года сохраняются все основные круговороты и образующие их отдельные течения. Скорости течений на преобладающей части моря не превышают 5 см/с и только на периферии основных круговоротов могут увеличиваться до 10 см/с.

С увеличением глубин (см. рис. 31.6) картина распределения векторов течений на акватории моря в целом упрощается. В связи с этим в центральной и южной частях глубоководной котловины на горизонтах 1000 и 2000 м преобладает перенос вод с запада на восток. Существование отдельных нарушений этого движения вод связано, вероятно, с особенностями рельефа дна. Так, в Командорской котловине на горизонте 1000 м очевидна циклоническая завихренность, а с восточной стороны хребта Ширшова, наоборот, прослеживается антициклоническое движение вод.

31.5. Оценка достоверности полученных схем циркуляции вод

При сравнении имеющихся схем течений Берингова моря с полученной в настоящей работе (см. рис. 29.1, 31.2) видно, что она в целом не противоречит предыдущим результатам, а лишь дополняет их. Если рассмотреть схему В. С. Арсеньева [2], которая до настоящего времени считается наиболее достоверной, то расхождения между ней и схемой, полученной в настоящей работе, можно объяснить следующим образом. Во-первых, имеется существенное различие в объеме используемых данных: у Арсеньева он в 6—7 раз меньше. Это позволило ему рассмотреть только обобщенные схемы течений для летнего и зимнего периодов. Во-вторых, примененная в настоящей работе методика расчета уровенной поверхности и поля течений свободна от приближения нулевой поверхности и в ней учтено совместное влияние бароклинности и рельефа дна. О достоверности представленной схемы течений Берингова моря можно судить, сравнивая полученные расчеты с имеющимися инструментальными наблюдениями. Как следует из рис. 30.1, 31.2, векторы течений, полученные по данным инструментальных измерений, не противоречат обсуждаемой схеме движения вод Берингo-


а)
б)
в)
г)
170
180
170
160
65
60
55


а)
б)
в)
г)
170
180
170
160
65
60
55

ва моря. Необходимо отметить, что вследствие различных временных масштабов осреднения инструментальных измерений течений и исходных полей для диагностических расчетов результаты сравнения необходимо считать предварительными.

Некоторые особенности в поле течений, полученные в настоящей работе, подтверждаются, помимо инструментальных измерений течений, также и распределением гидрологических характеристик. Так, в глубоководной части моря южнее м. Наварин и в юго-восточной части Алеутской котловины, где выделены центры антициклонических круговоротов, наблюдается пониженное содержание солености на глубинных горизонтах.

Антициклоническое вращение вод южнее о. Св. Лаврентия находит подтверждение по данным инструментальных измерений (между островами Нунивак и Св. Матвея отмечен поток вод западного направления, а у южных берегов о. Св. Лаврентия — восточного). Кроме этого, у побережья Аляски от устья р. Юкона до о. Нунивак в летне-осеннее время наблюдается сильное распреснение, что свидетельствует о распространении вод р. Юкона в южном направлении.

Проведено также сравнение средней многолетней картины циркуляции вод (см. рис. 31.2) с результатами расчетов по данным конкретной съемки. В июне 1990 г. экспедицией на НПС „Млечный путь" выполнена гидрологическая съемка западной части моря. Эти данные не были использованы при получении обобщенной схемы течений Берингова моря (см. рис. 31.2). Динамические расчеты, выполненные по результатам съемки 1990 г. (рис. 31.7), свидетельствуют о хорошем ее соответствии полученной в настоящей работе средней многолетней картине течений Берингова моря. Сравнение данных результатов показывает незначительную изменчивость основных черт циркуляции вод Берингова моря.

При проведении диагностических расчетов в морях, включающих глубоководную и шельфовую акватории, обычно возникает вопрос о достоверности полученных результатов в мелководной части моря исследуемых регионов. Применительно к Берингову морю было выполнено несколько такого рода работ. Так, Киндер и Шумахер [60], исследуя причины средней циркуляции на шельфе юго-восточной части Берингова моря, получили, что хотя ветры и вызывают пульсации течений, они вносят небольшой вклад в образование средней циркуляции для любого участка шельфа.

Наблюдаемая тенденция к образованию средних потоков, параллельных изобатам и концентрирующихся вблизи фронтов, как на внешнем шельфе, так и в прибрежной зоне, свидетельствует, что эти течения (по крайней мере частично) вызываются изменением поля плотности поперек шельфа.

Шумахер и Киндер [79] также отмечают, что на шельфе юго-восточной части Берингова моря наблюдалось приближенное соответствие динамических расчетов прямым измерениям. Динамические

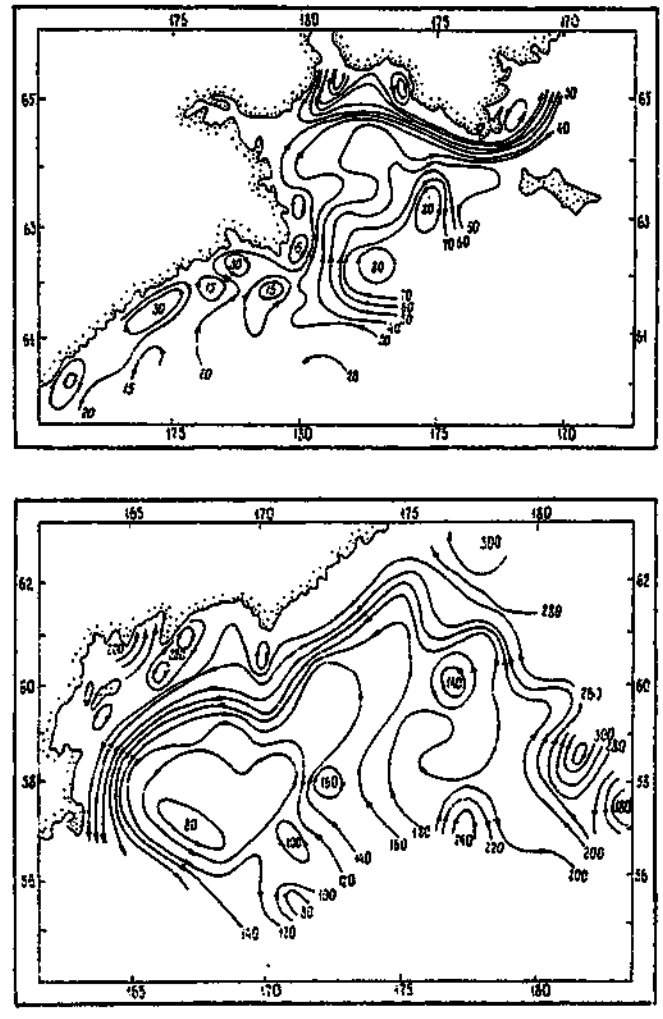


Рис. 31.7. Динамическая топография (дин. мм) поверхности западной части Берингова моря в июне 1990 г.

а — относительно 100 дбар; *б* — относительно 1500 дбар.

топографии внешнего шельфа [48, 60, 79] указывают на существование северо-западного поверхностного течения скоростью около 5 см/с, что хорошо согласуется с измеренными средними течениями. Также согласуются бароклинные геострофические течения и измеренный средний поток вдоль изобаты 50 м между м. Ньюэнхем и о. Нунивак [48].

Используя гидрологические данные, полученные подо льдом, Киндер и Шумахер [60] рассчитали геострофические скорости порядка 3—4 см/с в направлении на северо-запад в районе южнее о. Нунивак.

Шумахер и Киндер [79] представили в своей работе сборную схему, составленную на основе расчетов течений динамическим методом по данным шести рейсов летом 1975, 1976, 1980 и 1981 гг. Рассчитанный геострофический поток на внешнем шельфе и в прибрежной зоне почти совпадает с наблюдаемым вектором средних течений, а слабые и изменчивые различия динамических высот в пре-

Вверху: Рис. 31.5. Течения Берингова моря на горизонте 100 м в феврале (*а*), мае (*б*), августе (*в*) и ноябре (*г*).
Условные обозначения см. на рис. 31.3.

Внизу: Рис. 31.6. Течения Берингова моря на горизонтах 300 м (*а*), 500 м (*б*), 1000 м (*в*), 2000 м (*г*).
Условные обозначения см. на рис. 31.3.

делах среднего шельфа хорошо согласуются с пренебрежимо малыми средними течениями, непосредственно наблюдаемыми в данном районе моря.

Таким образом, проведенное сравнение результатов динамических расчетов течений с материалами непосредственных измерений течений [48, 60, 79] в районе восточно-беринговоморского шельфа показало их достаточно хорошее соответствие.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К Ч. VII

1. Арсеньев В. С. Циркуляция вод Берингова моря // Океанологические исследования. — 1965. — № 13. — С. 61—65.

2. Арсеньев В. С. Течения и водные массы Берингова моря. — М.: Наука, 1967. — 135 с.

3. Арсеньев В. С., Щербинин А. Д. Исследование течений в Алеутских водах и Беринговом море // Океанологические исследования. — 1963. — № 8. — С. 58—66.

4. Баталин А. М. Опыт расчета теплового баланса Берингова моря // Труды Океанограф. комиссии АН СССР. — 1960. — № 7. — С. 23—36.

5. Богданов К. Т. О водообмене между Беринговым морем и Тихим океаном через пролив Ближний // Труды ИО АН. — 1961. — Т. 38. — С. 61—63.

6. Бреховских А. Л. Диагностический расчет поверхностных течений Мирового океана // Океанология. — 1980. — Т. 20, вып. 4. — С. 607—612.

7. Бреховских А. Л., Демин Ю. Л. Интегральная циркуляция вод Атлантического океана // Океанология. — 1978. — Т. 18, вып. 6. — С. 991—997.

8. Бурков В. А. К гидрологии Командоро-Камчатского района Тихого океана в весеннее время // Труды ИО АН. — 1958. — Т. 27. — С. 12—21.

9. Гамсахурдия Г. Р., Саркисян А. С. Диагностические расчеты скоростей на 11 горизонтах для Черного моря // Океанология. — 1975. — Т. 15, вып. 2. — С. 239—244.

10. Гудкович З. М. К вопросу о природе Тихоокеанского течения в Беринговом проливе и причинах сезонных изменений его интенсивности // Океанология. — 1961. — Вып. 4. — С. 608—612.

11. Гурикова З. Ф., Винокурова Т. Т., Натаров В. В. Схема ветровой циркуляции и течений Берингова моря в августе 1959 и 1960 гг. // Изв. ТИНРО. Т. 51, Труды ВНИРО. Т. 49. — 1964. — С. 51—76.

12. Джиоев Т. З., Саркисян А. С. Прогностические расчеты течений в Черном море // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. — 1976. — Т. 12, № 2. — С. 217—223.

13. Добровольский А. Д., Арсеньев В. С. К вопросу о течениях Берингова моря // Проблемы Севера. — 1959. — № 3. — С. 15—25.

14. Добровольский А. Д., Арсеньев В. С. Гидрологическая характеристика Берингова моря // Труды ИО АН. — 1961. — Т. 38. — С. 64—96.

15. Иваненков В. Н. Гидрохимия Берингова моря. — М.: Наука, 1964. — 138 с.

16. Карпова Л. А. Основные черты климата Берингова моря // Изв. ТИНРО. Т. 50, Труды ВНИРО. Т. 48. — 1963. — С. 97—110.

17. Козлов В. Ф. К вопросу о взаимном приспособлении поля масс и течений к рельефу дна в бароклинном океане // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. — 1975. — Т. 11, № 1. — С. 43—52.

18. Кошляков М. Н. Сглаживание результатов океанологических наблюдений // Океанология. — 1964. — Вып. 3. — С. 488—498.

19. Леонов А. К. Водные массы Берингова моря и течения на его поверхности // Метеорология и гидрология. — 1947. — № 2. — С. 51—66.

20. Леонов А. К. Региональная океанография. — Л.: Гидрометеоиздат, 1960. — 765 с.

21. Макаров С. О. „Витязь" и Тихий океан. — Спб: Императорская Академия наук, 1894. — 511 с.

22. Максимов И. В. Основные приемы производства камеральной обработки наблюдений над течениями в море // Труды ААНИИ. — 1941. — Т. 155. — С. 133—239.

23. Марчук Г. И., Саркисян А. С. Математическое моделирование циркуляции океана. — М.: Наука, 1988. — 304 с.

24. Математические модели циркуляции в океане / Под ред. Г. И. Марчука, А. С. Саркисяна. — Новосибирск: Наука, 1980. — 341 с.

25. Меновщиков В. А., Лучин В. А., Хен Г. В. Циркуляция вод Берингова моря по результатам диагностического расчета // Проблемы гидрометеорологии и охраны окружающей среды Сибири, Дальнего Востока и Тихого океана: Тез. докл. — Владивосток: ДВНИИ, 1987. — С. 17.

26. Натаров В. В. О водных массах и течениях Берингова моря // Труды ВНИРО. — 1963. — Т. 48. — С. 111—133.

27. Натаров В. В., Новиков Н. П. Океанологические условия в юго-восточной части Берингова моря и особенности распределения белокорого палтуса // Изв. ТИНРО. Т. 72, Труды ВНИРО. Т. 70. — 1970. — Вып. 5. — С. 288—299.

28. Новожилов В. Н. Гидрологические условия в Командорско-Алеутском районе Тихого океана летом 1956 г. // Труды ИО АН. — 1961. — Т. 38. — С. 56—60.

29. Передерей А. И. Влияние рельефа дна и бароклинности глубинных слоев океана на уровенную поверхность // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. — 1974. — Т. 10, № 8. — С. 872—888.

30. Пособие по использованию гидрометеорологической информации в период зимней навигации на дальневосточных морях (Японском, Охотском, Беринговом). — Владивосток: Изд. ПУГКС, 1986. — 94 с.

31. Ратманов Г. Е. К гидрологии Берингова и Чукотского морей // Исследования морей СССР. — 1937. — Вып. 25. — С. 10—118.

32. Ратманов Г. Е. К вопросу о водообмене через Берингов пролив // Исследования морей СССР. — 1937. — Вып. 25. — С. 119—135.

33. Рекомендации по расчету течений в шельфовой зоне морей. Методические указания. — М.: Изд-во ГОИН, 1979. — С. 155—169.

34. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 183 с.

35. Саркисян А. С., Джиоев Т. З. Численная модель и расчет течений в Черном море // Метеорология и гидрология. — 1974. — № 3. — С. 70—76.

36. Саркисян А. С., Иванов В. Ф. Сравнение различных методов расчета течений бароклинного океана // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. — 1972. — Т. 8, № 4. — С. 403—413.

37. Саркисян А. С., Кеонджян В. П. Расчет уровенной поверхности и функций полных потоков для Северной Атлантики // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. — 1972. — Т. 8, № 11. — С. 1202—1215.

38. Тигунцев Л. А. Перенос тихоокеанских вод через северную часть Берингова моря // Труды ААНИИ. — 1976. — Т. 319. — С. 164—174.

39. Тимофеева Т. П. Данные о структуре и изменчивости климата. Давление воздуха на уровне моря. Северное полушарие. — Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД, 1980. — 207 с.

40. Федорова З. П., Янкина З. С. Поступление тихоокеанской воды через Берингов пролив в Чукотское море // Океанология. — 1963. — Т. 3, вып. 5. — С. 777—784.

41. Федоров К. Н. Результаты моделирования полных потоков, возбуждаемых ветром в море // Труды ИО АН. — 1956. — № 19. — С. 83—97.

42. Aagaard K. et al. On the wind-driven variability of the flow through Bering Strait // J. Geophys. Res. — 1985. — Vol. 90, N C4. — P. 7213—7221.

43. Barness C. A., Thompson T. G. Physical and chemical investigations in the Bering Sea and portions of the North Pacific Ocean // Univ. Wash. Publ. Oceanogr. — 1938. — N 3 (2). — P. 1—164 (Appendix).

44. Bloom C. L. Water transport and temperature measurements in the eastern Bering Strait 1953—1958 // J. Geophys. Res. — 1964. — N 69. — P. 3335—3354.

45. Bryan K. A numerical method for the study of the world ocean circulation // J. Comput. Phys. — 1969. — Vol. 4, N 3. — P. 347—376.

46. Bryan K. Climate and ocean circulation. P. 3. The ocean model // Month. Weather Rev. — 1969. — Vol. 97, N 11. — P. 806—827.

47. Charnel R. L., Krancus G. A. A processing system for Aanderaa Current Meter Data // NOAA Tech. Mem., ERL PMEL — 6. — 1976. — 25 p.

48. Coachman L. K. Circulation, water masses, and fluxes on the South-Eastern Bering Sea shelf // Cont. Shelf Res. — 1986. — Vol. 5, N S1/2. — P. 23—108.

49. Coachman L. K., Aagaard K. Reevaluation of water transports in the vicinity of Bering Strait // The Eastern Bering

Sea shelf: oceanography and resources. — Seattle, 1973. — P. 95—100.

50. Coachman L. K., Barnes C. A. The contribution of Bering Sea water to the Arctic Ocean // Arctic. — 1961. — N 14 (3). — P. 147—161.

51. Coachman L. K. et al. Bering Strait: the regional physical oceanography. — Seattle: Univ. of Wash. Press, 1975. — 172 p.

52. Dodimead A. J. et al. Salmon of the North Pacific Ocean // Inter. N. Pac. Fish. Comm. — Vancouver, 1963. — Bull. N 13. — 195 p.

53. Favorite F. Flow into the Bering Sea through Aleutian Island passes // Oceanography of the Bering Sea. — Fairbanks, 1974. — P. 3—37.

54. Favorite F. et al. Oceanography of the Sabarctic Pacific Region // Inter. N. Pac. Fish. Comm. — Vancouver, 1976. — 187 p.

55. Goodman J. R. Physical and chemical investigations: Bering Sea, Bering Strait and Chukchee Sea during the of 1937 and 1938 // Publ. Oceanogr. Univ. Wash. — 1942. — N 3 (4). — P. 1—117 (+Appendix).

56. Han Y. J. A numerical investigation of the Bering Sea circulation using a linear homogeneous model // OCSEAP Rep. — Washington D. C., 1978. — 75 p.

57. Hughes F. W. et al. Circulation, transport and water exchange in the Western Bering Sea // Oceanography of the Bering Sea. — Fairbancs, 1974. — N 3. — P. 59—98.

58. Ingraham W. J. Shelf Environment // The Eastern Bering Sea shelf: oceanography and resources. — Seattle, 1981. — Vol. 1. — P. 455—468.

59. Kinder T. H., Coachman L. K. Observation of a bathymetrically trapped current ring // J. Phys. Oceanogr. — 1977. — N 7. — P. 946—952.

60. Kinder T. H., Schumacher J. D. Circulation over continental shelf of the South-Eastern Bering Sea // The Eastern Bering Sea shelf: oceanography and resources. — Seattle, 1981. — Vol. 1. — P. 53—75.

61. Kinder T. H., Schumacher J. D. Hydrographyc structure over the continental shelf of the South-Eastern Bering Sea // The Eastern Bering Sea shelf: oceanography and resource. — Seattle, 1981. — Vol. 1. — P. 53—93.

62. Kinder T. H. et al. Observation of a baroclinic eddy: an example of mesoscale variability in the Eastern Bering Sea // J. Phys. Oceanogr. — 1980. — N 10. — P. 1228—1245.

63. Kinder T. H. et al. The Bering slope current system // J. Phys. Oceanogr. — 1975. — Vol. 5, N 2. — P. 231—244.

64. Kinder T. H. et al. Westward intensification of the mean circulation on the Bering Sea shelf // J. Phys. Oceanogr. — 1986. — Vol. 16. — P. 1217—1229.

65. Kitano K. Oceanographic structure of the Bering Sea and Aleutian Waters. Pt. 1. Baased on oceanographic observation 1956, 1936, 1935 and 1934 // Bull. Hok. Reg. Fish. Res. Lab. — 1958. — N 19. — P. 1—24.

66. Koto H., Fuji T. Structure of the waters in the Bering Sea and Aleutian Region // Bull. Fac. Fish., Hokkaido Univ. — 1958. — N 9. — P. 149—170.

67. La Fond E. C., Pritchard D. W. Physical oceanographic investigations in the Eastern Bering and Chukchee Seas during the summer of 1947 // J. Mar. Res. — 1952. — Vol. 11, N 1. — P. 52—72.

68. Mishima S., Nishizawa S. Report on hydrographic investigations in the Aleutian waters and the Southern Bering Sea in the early summers of 1953 and 1954 // Bull. Fac. Fish., Hokkaido Univ. — 1955. — N 6 (2). — P. 85—124.

69. Muench R. D. et al. Circulation and hydrography of Norton Sound // The Eastern Bering Sea shelf: oceanography and resources. — Seattle, 1981. — Vol. 1. — P. 77—93.

70. Muench R. D. et al. Winter currents and hydrographic conditions on the Nortern Central Bering Sea shelf // J. Geophys. Res. — 1988. — Vol. 93, N C1. — P. 516—526.

71. Ohtani K. Oceanographyc structure in the Bering Sea // Mem. Fac. Fish.: Hokkaido Univ. — 1973. — N 21. — P. 65—106.

72. Overland J. D., Roach A. T. Northward flow in the Bering and Chukchee Seas // J. Geophys. Res. — 1987. — Vol. 92. — P. 7097—7105.

73. Paluszkiewicz T., Niebauer H. J. Satellite observation of the circulation in the Eastern Bering Sea // J. Geophys. Res. — 1984. — Vol. 89, N C3. — P. 3663—3678.

74. Roer T. C., Emery W. J. Circulation in the Bering Sea, 1982-83, based on satellite — tracked drifter observation // Phys. Oceanogr. — 1984. — Vol. 14. — P. 1914—1920.

75. Sarkisyan A. S. The Diagnostic calculation of a largescale oceanic circulation // The sea, marine modelling. — 1977. — Vol. 6. — P. 363—458.

76. Saur J. F. et al. Oceanographyc cruise to the Bering and Chukchee seas, summer 1949 // US NAVY Electr. Lab. — San Diego, Calif., 1952. — Rep. 298. — 38 p.

77. Sayles M. A. et al. Oceanographic atlas of the Bering Sea basin. — Seattle, Univ. of Wash. Press. — 1979. — 158 p.

78. Schulz B. Die Stomungen und die temperaturvehal tnesse des stillen ozeans nordich von 40 N breinchlie Blich des Bering Meeres // Ann. Hydrogr. Mer. Meteorol. — 1911. — Bd. 39, 4 (1.2). — S. 171—190, 5 (3, 4), 242—264.

79. Schumacher J. D., Kinder T. H. Low-frequency current regimes over the Bering Sea shelf // J. Phys. Oceanogr. — 1983. — Vol. 13, N 4. — P. 607—623.

80. Schumacher J. D. et al. On exchange of water between the Gulf of Alaska and the Bering Sea through Unimak Pass // J. Geophys. Res. — 1982. — Vol. C87, N 8. — P. 5785—5795.

81. Solomon H., Ahlnas K. Eddies in the Kamchatka current // Deep-Sea Res. — 1978. — N 25. — P. 403—410.

82. Swift J. H., Aagaard K. Upwelling near Samalga Pass // Limnol. Oceanogr. — 1976. — N 21. — P. 399—408.

83. Takenouti A. Y. Recent Japanese physical oceanographic studies of the Bering Sea // Mar. Sci. Communs. — 1976. — Vol. 2, N 5. — P. 285—297.

84. Takenouti A. Y., Ohtani K. Currents and water masses in the Bering Sea: a review of Japanese work // Oceanography of the Bering Sea. — Fairbanks, 1974. — N 2. — P. 39—57.

85. U. S. NAVI Hydrographic Office. Oceanographic survey results, Bering Sea area winter and spring, 1955 // Tech. Rep. — 1958. — N 46. — 95 p.

86. Watanabe N. A. Report on oceanographic investigations in the Salmon fishing grounds of the North Pacific, 1952, 1953 // Tokai Reg. Fish. Res. Lab. Tokyo. — 1954. — N 3. — P. 1—5.

Существует два способа получения данных о режиме ветровых волн — анализ архива синоптических карт и анализ данных судовых наблюдений. В Беринговом море было проведено несколько десятков тысяч наблюдений за волнением и ветром, однако воспользоваться ими в полном объеме невозможно. Связано это с тем, что кодировка данных несколько раз изменялась. Со времен парусного флота и до 30-х годов XX в. наблюдения за ветром и волнением выполнялись на основе балловых оценок. Такая ситуация в нашей стране сохранялась до 1955 г., а во всем мире — до 1947 г.

С 1955 г. на всех отечественных судах осуществлялась оценка высот волн в метрах и скоростей ветра в м/с. С 1955 по 1982 г. было еще несколько, хотя и менее существенных, изменений в коде. Большую трудность представляет неопределенность термина „обеспеченность" судовых наблюдений, которая разными авторами оценивается в диапазоне 3—12 %. Кроме того, имеется тенденция судовых наблюдений к смещению в сторону хорошей погоды в связи с невыходом судов в штормовую погоду и огибании ими штормовых секторов.

Суть синоптического метода заключается в том, что рассматриваются все синоптические карты за промежуток не менее 10 лет (первый вариант) или выбираются за максимальное число лет (30—40) штормы, в которых скорость ветра превышает определенное значение (10—15 м/с). После типизации архива синоптических карт рассчитываются поля ветра и соответствующие им поля волн.

Основным недостатком синоптического метода являются погрешности в расчете скоростей ветра. Этот недостаток обусловлен двумя причинами. Первая — это то, что на море отсутствуют точные измерения давления. Вторая причина заключается в трудности пересчета градиентного ветра в приводный, когда, например, из-за введения эмпирических коэффициентов с достаточно размытыми пороговыми значениями возможна существенная ошибка.

Следует отметить еще два недостатка, присущих в равной степени как первому варианту синоптического метода, так и методу определения волнового климата по судовым наблюдениям. Обычно для получения любых, включая и волновые, климатических характеристик приходится использовать короткие базисные ряды (чаще всего длиной в 10 лет). Поскольку такой ряд имеет слишком малую длину, необходимо оценивать выборочную изменчивость базисного ряда. Кроме длины периода, не менее важным представляется вопрос о выборе начала базисного ряда. Поскольку интенсивность и повторяемость штормов изменяется от года к году, то период повышенной и пониженной штормовой активности может заметно отличаться от 10 лет.

Учитывая вышеизложенное, в данной работе для повышения достоверности климатические характеристики ветра и волн рассчитаны двумя методами — „судовым" и „синоптическим". Выполнена оценка штормовой активности базисных рядов по количеству выходящих в разные районы моря циклонов. Проведена оценка всех самых жестоких штормов за 1950—1989 гг. на Беринговом море.

Заметим, что приведенные в настоящей работе данные о климатических характеристиках волн являются ориентировочными и не могут служить для целей проектирования, например, гидротехнических сооружений. Это представляет собой задачу специальных исследований.

Прежде чем перейти к изложению основной части, отметим следующие обстоятельства. В различных источниках, освещающих климатические (режимные) характеристики волнения, приводятся высоты волн различной квазистационарности и обеспеченности (максимальные высоты h_{max}, средние и характерные высоты $\bar{h}$ и $h_{1/3}$, высоты $h_{3\%}$ и $h_{5\%}$). Автор раздела не счел возможным приводить высоты к какой-либо единой обеспеченности ввиду определенных возникающих при этом трудностей. Чтобы высоты волн режимной обеспеченности можно было сопоставить, приведем здесь соотношения между ними:

$$h_{max} \approx 3\bar{h};\ h_{1/3} = 1{,}6\bar{h};$$

$$h_{3\%} \approx 2{,}1\bar{h};\ h_{5\%} \approx 1{,}9\bar{h}.$$

Если наблюдения осуществляются визуальным способом, то параметры $h_{3\%}$ и $h_{5\%}$ можно отождествлять.

32. История исследований

Инструментальные измерения волнения в Беринговом море не проводились. Имеющиеся полуинструментальные наблюдения в прибрежной зоне имеют три основных недостатка: частые перерывы в наблюдениях, нерепрезентативность местоположения волномерного пункта и невысокое качество наблюдений.

Имеющиеся в настоящее время исследования, посвященные волнению Берингова моря, представлены в виде справочников и атласов. Это результат либо статистических обобщений судовых наблюдений, либо расчетов синоптическим методом. Каждое исследование проводилось для решения конкретной задачи, и потому полученные результаты имеют различную форму представления. Хотя почти во всех работах один из этапов исследования включает установление границ однородности по ветро-волновому признаку, полученные результаты трудно сопоставимы. Не ясно, является ли это результатом применения различных методик, либо зависит от вариации штормовой деятельности в пределах различных базисных рядов.

В составленном в 1974 г. пособии [3] в Беринговом море выделено три квазиоднородных района (рис. 32.1 *а*, *б*). Во всех районах наиболее сильные ветры наблюдаются зимой, а самой штормовой является открытая часть моря (район III). По мнению авторов, здесь 1 раз в 50 лет может наблюдаться

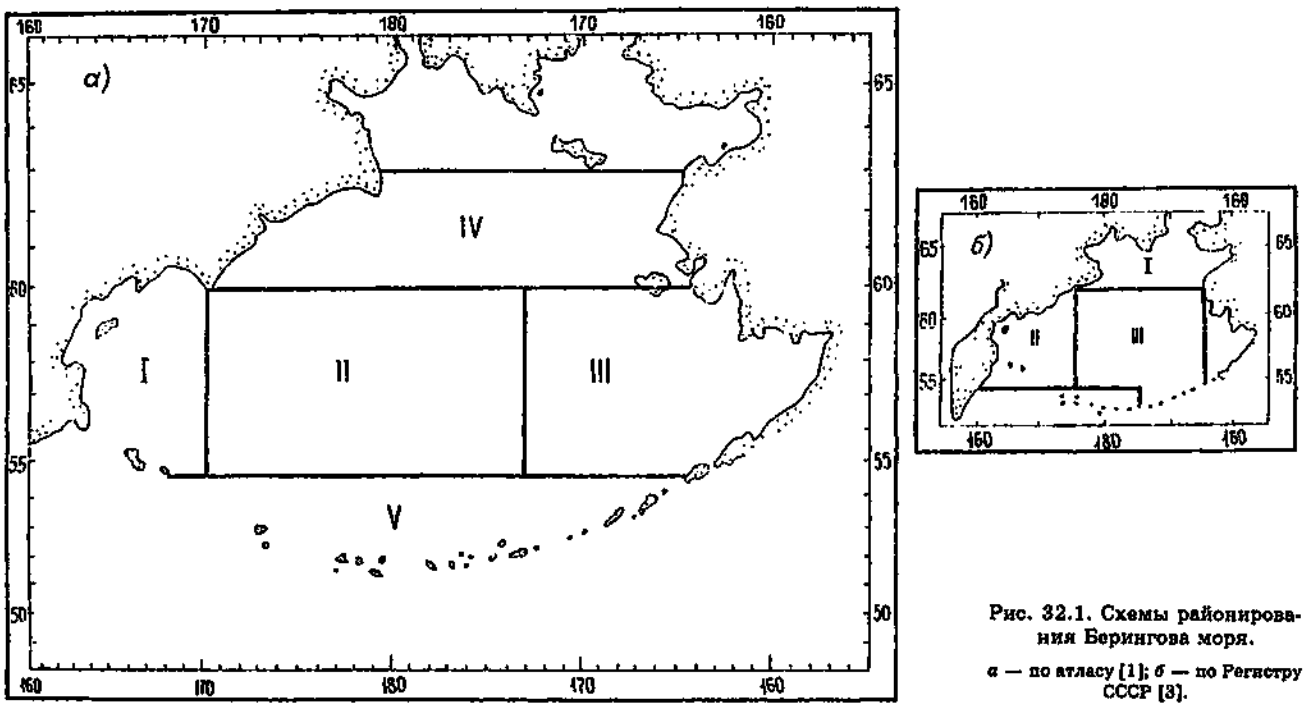


Рис. 32.1. Схемы районирования Берингова моря.

а — по атласу [1]; *б* — по Регистру СССР [3].

скорость ветра около 50 м/с, а непрерывная продолжительность сильных ветров — сутки. Повторяемость штилей в этом районе составляет 1 %. Зимой над всем морем преобладают северные ветры (от северо-западного до северо-восточного), а летом южные (от юго-западного до юго-восточного). В августе—октябре в южной части моря нередко проходят тайфуны, вызывающие сильнейшие штормы, длящиеся несколько суток [3], 1 раз в 30 лет высота волн 3 %-ной обеспеченности может достигать 16 м.

В выпущенном в 1980 г. атласе [1] содержатся сведения о высотах волн 1 %-ной обеспеченности. Максимальная высота волн в декабре—феврале на юге моря оценивается в 10 м. Сезонный минимум штормов приходится на июль, когда высоты волн не превышают 5 м. Самый штормовой район в течение всего года расположен на юге моря (рис. 32.2).

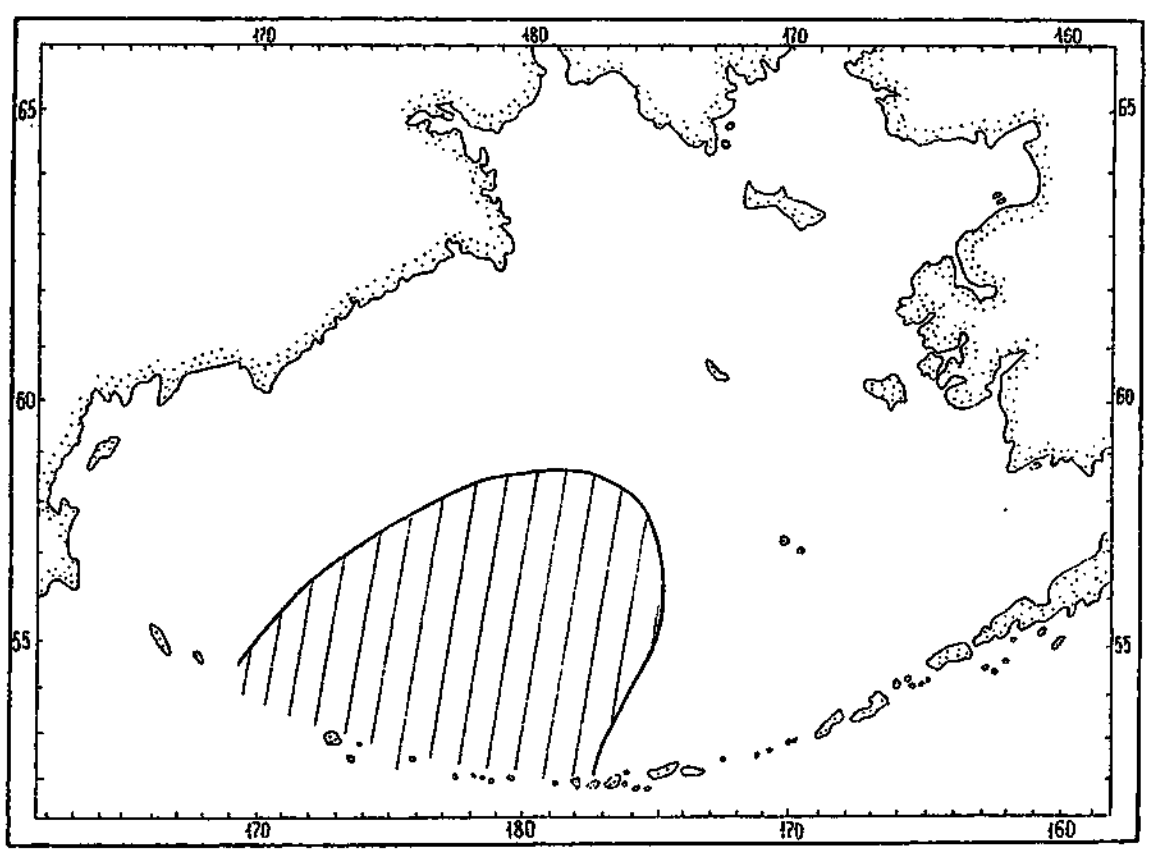


Рис. 32.2. Зона максимального волнения [1].

Наиболее полное исследование волнения Берингова моря выполнено в Камчатском УГМС коллективом авторов в 1981 г. Исходным материалом для исследования режима волнения послужили четырехсрочные наблюдения на судовых и береговых станциях за 1960—1978 гг. Для типизации атмосферных процессов были использованы ежедневные приземные карты погоды с 1969 по 1978 г. В результате типизации выделено пять однородных районов (рис. 32.1 *а*). Выполнена классификация циклонов, вызывающих штормы, по глубине давления в центре и скорости смещения. Сделан расчет полей волн при различных типах атмосферной циркуляции. В пособии содержатся сведения о повторяемости высот волн по направлениям в каждом из пяти районов.

В 1987 г. выпущен атлас типовых полей ветра и волнения шельфовой зоны Камчатки [2]. Материалом для обобщения послужил десятилетний (1966—1975 гг.) архив синоптических карт за четыре срока в сутки. Выделено четыре шельфовых однородных района, для которых по методике ГОИНа [10] выполнены расчеты полей ветра и волн.

Приведенные ниже данные о ветре и волнах получены в результате обобщения ранее выполненных и проведенных дополнительно исследований. Так, режимные характеристики найдены путем статистической обработки попутных судовых наблюдений за 1961—1975 гг. Сведения о стихийном волнении составлены на основании технических отчетов о стихийных явлениях за 1966—1989 гг., а также путем анализа синоптических и гидрометеорологических карт за весь имеющийся период.

Полученные результаты позволяют заключить, что приведенные ранее сведения дают заниженные данные об интенсивности ветрового волнения в Беринговом море. Для освоения ресурсов этого моря нужна достоверная информация о волнении, которую можно получить только с автоматического буя, установка которого является неотложной задачей, как и переоснащение прибрежных волномерных пунктов.

33. Общая характеристика ветро-волнового режима

Волновой режим того или иного моря определяется следующими факторами:

1) степенью расчлененности данного моря на отдельные бассейны (большая расчлененность препятствует росту и распространению волн);

2) возможностью проникновения в данное море волн из соседних, граничащих с ним морей или океана;

3) развитием на море ледяного покрова;

4) интенсивностью, устойчивостью и направлением штормовых ветров, что непосредственно связано с характером циклонической деятельности над морем.

Значительные размеры Берингова моря, большие глубины и интенсивная штормовая деятельность способствуют развитию на его акватории сильного волнения практически в любое время года. По степени бурности оно стоит на первом месте среди морей страны [9]. Глубокие, часто сменяющие друг друга циклоны, выходящие сюда с сентября по май, формируют опасное волнение в любой части моря. Достаточно опасны и барические ложбины, где однонаправленные ветровые потоки скоростью 15—20 м/с могут наблюдаться более чем на третьей части моря в течение 4—5 сут. Сдерживающим фактором является ледовитость. Ее влияние в глубоководной части существенно начинает сказываться в январе, увеличиваясь к концу марта. В апреле—мае идет быстрое разрушение ледяного покрова, чему способствует наряду с солнечной радиацией интенсивная штормовая деятельность при увеличении доли южных прижимных ветров. Циклоническая деятельность является главным фактором, формирующим волновой режим Берингова моря.

33.1. О циклонической активности

В год на Берингово море выходит 50—60 циклонов. По данным атласа [4] рассчитаны статистические характеристики числа циклонов, выходящих в различные районы Берингова моря (табл. 33.1). Районирование соответствует рис. 32.1 *а*.

Наибольшее количество циклонов выходит на юг Берингова моря, на севере циклоническая деятельность выражена почти вдвое слабее. В целом циклоническая активность может характеризоваться концентрацией циклонов на юге моря. Это связано с траекториями выхода штормовых циклонов на Берингово море. Как известно [11], циклоны, выходящие в Берингово море, зарождаются в Южно-Китайском, Желтом, Японском морях и прилегающей к Японии части Тихого океана. С ноября по март в этих районах ежемесячно возникает 8—9, а иногда 13 циклонов [11]. Здесь же происходит регенерация слабых циклонов, смещающихся с Азиатского континента. Конечно, не все они достигают Берингова моря. Большое значение в развитии синоптических процессов над Дальним Востоком в зимний период играет тихоокеанский высотный гребень. В зависимости от его положения и интенсивности циклоны либо перемещаются в район Алеутской гряды, либо выходят на Охотское море и Камчатку. От места зарождения циклоны перемещаются на Берингово море по трем основным направлениям. Первая траектория проходит через Охотское море, где они интенсивно углубляются и затем перевалывают через Камчатку. По этой траектории смещаются преимущественно континентальные циклоны, а также зарождающиеся в Желтом и Японском морях. Вторая траектория смещения проходит вдоль Курильских островов и далее вдоль юго-западного побережья Камчатки. Циклоны третьей группы смещаются по акватории Тихого океана и выходят в Берингово море в районе Алеутских островов. Таким образом, из района зарождения циклоны перемещаются в северо-восточном направлении, но смещение траекторий подвержено межгодовой изменчивости. Согласно исследованиям [1], имеется одиннадцать типов выхода штормовых циклонов в разные районы моря. Сочетание этих ситуаций меняется от года к году. Перемещение циклонов по акватории, а следовательно, и развитие штормового волнения в той или иной части моря зависит от барической ситуации, предшествующей выходу циклона, глубины давления в центре циклона и скорости его перемещения.

Таблица 33.1

Статистические характеристики числа циклонов (числитель — среднее число циклонов, знаменатель — среднее квадратическое отклонение) на Беринговом море

Район	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Восточный (III)	2,4 / 1,6	2,3 / 1,6	3,0 / 1,5	3,2 / 1,5	2,7 / 1,5	2,3 / 1,3	2,7 / 1,6	2,7 / 1,3	3,2 / 1,7	2,8 / 1,6	3,5 / 1,5	2,4 / 1,5	33,0 / 6,2
Западный (I)	2,6 / 1,4	1,7 / 1,7	2,4 / 1,9	2,0 / 1,2	2,6 / 1,8	2,6 / 1,7	1,8 / 1,2	2,5 / 1,7	2,4 / 1,4	3,3 / 1,6	4,1 / 2,2	2,5 / 1,9	30,0 / 8,0
Центральный (II)	3,0 / 1,6	2,2 / 1,6	2,7 / 1,5	2,7 / 1,3	3,0 / 2,2	2,5 / 1,4	3,0 / 1,5	4,0 / 1,6	2,9 / 1,7	3,1 / 1,7	4,3 / 1,6	3,2 / 2,0	37,0 / 6,5
Южный (V)	4,0 / 1,4	3,8 / 1,7	4,4 / 1,9	4,4 / 1,2	3,8 / 1,8	3,5 / 1,7	3,9 / 1,2	4,2 / 1,7	3,6 / 1,4	3,9 / 1,6	4,4 / 2,2	4,5 / 1,9	46,0 / 11,0
Северный (IV)	1,7 / 1,3	1,3 / 1,2	2,0 / 1,4	2,0 / 1,4	1,0 / 1,6	2,0 / 0,9	2,3 / 1,3	3,1 / 1,6	3,1 / 1,6	2,8 / 1,6	2,4 / 1,3	2,4 / 1,7	27 / 5,0
Все море	4,4 / 1,4	3,8 / 1,6	4,8 / 1,5	4,5 / 1,2	4,5 / 1,6	3,9 / 1,1	4,4 / 1,1	5,1 / 1,6	4,3 / 1,5	4,8 / 1,2	5,4 / 1,2	5,1 / 1,5	55 / 4,6

Таблица 33.2

Периоды штормовой активности (ША) в Беринговом море

Район	Пониженная ША	Повышенная ША	Близкая к средней ША
Центральный	—	1976—1984 гг.	Ранее 1961—1975 гг.
Южный	1965—1971, 1978—1982 гг.	1972—1977 гг.	—
Восточный	1967—1974 гг.	1962—1966 гг.	1975 г. — позднее 1983 г.
Западный	1966—1976 гг.	—	—
Северный	1971—1977 гг.	1978—1981, 1962—1970 гг.	—
Все море	1967—1974, 1980—1982 гг.	1961—1966, 1975—1979 гг.	—

Таблица 33.3

Минимальные за месяц значения атмосферного давления в центре циклонов и их повторяемость

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Давление, гПа	950—955	950—955	940—945	930—935	960—965	950—955	980—985	975—980	950—955	930—935	940—945	940—945
Повторяемость, %	0,17	0,17	0,04	0,04	0,04	0,04	0,12	0,08	0,04	0,04	0,04	0,08

Штормовая активность имеет большую межгодовую изменчивость, проявляющуюся в различных районах моря с разной периодичностью. Как можно заключить, в Беринговом море наблюдается та же тенденция межгодовой изменчивости штормовой активности, что и в Охотском море, т. е. наиболее инерционны процессы в центральной части моря, удаленной от континента. Недостаточная длина ряда (27 лет) не позволяет выявить цикличность в полной мере. Согласно табл. 33.2, на юге и на севере моря процессы протекают в противофазе. Так, в 1972—1977 гг. на юге циклоническая деятельность была повышена, на севере понижена. Это, очевидно, связано с тем, что в годы усиления антициклона или его отрогов над Чукоткой и Аляской циклоны в северную часть моря выходят редко.

Средняя скорость перемещения штормовых циклонов по акватории составляет 25—30 км/ч, а средняя их глубина достигает 975—980 гПа. Максимальная скорость перемещения равна 90 км/ч, но повторяемость таких ситуаций невелика. Число циклонов, имеющих скорость более 50 км/ч, составляет 6 %. Каждый десятый циклон стационирует. Самый глубокий циклон за последние 40 лет (1949—1988 гг.) имел давление в центре 926 гПа. Повторяемость циклонов, имеющих глубину ниже 950 гПа, составляет 15 %.

В табл. 33.3 приведены значения месячных минимумов давления в центре циклонов. Как следует из таблицы, на Беринговом море возможен шторм в любой месяц года, так как указанные значения давления характерны для штормовых ситуаций.

Штормовое волнение не является в точности зеркальным отражением циклонической деятельности, так как свои коррективы вносят пространственные и сезонные колебания интенсивности волнения.

33.2. Пространственно-временная изменчивость волнения

В холодный период штормовые ветры составляют около 20 % от общего количества, а в теплый период — около 5 %. Случаи значительного волнения за год составляют около 25 %. Внутригодовое распределение штормовых характеристик ветра и значительного волнения, как можно заключить из табл. 33.4, имеют хорошо выраженный годовой ход с максимумом штормовой активности в январе и затуханием в июне—июле. Что касается годового распределения экстремальных значений, то и здесь сохраняется сезонный ход. Скорости ветра могут превышать 30 м/с с ноября по апрель. В июле скорости ветра не превышают 25 м/с, а в остальные

Таблица 33.4

Повторяемость (% от числа всех случаев за год) штормового ветра ($V > 15$ м/с) и сильного волнения ($h_{1/3} \geq 2{,}5$ м)

Район	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Западный	14,8 / 5,3	11,0 / 3,1	11,6 / 3,5	6,6 / 3,1	4,6 / 4,5	2,0 / 4,6	2,5 / 5,4	2,9 / 9	6,0 / 15,2	10,5 / 18,5	15,0 / 16,7	12,6 / 11,6
Южный	15,7 / 18,5	13,7 / 8,4	11,5 / 5,0	4,7 / 3,4	2,8 / 1,8	1,6 / 2,3	2,0 / 2,9	3,3 / 5,2	4,7 / 7,3	9,6 / 11,8	15,4 / 15,1	5,0 / 18,3
Центральный	15,6 / 15,9	14,4 / 23,0	14,1 / 20,0	7,5 / 7,9	3,1 / 2,4	1,6 / 1,6	1,9 / 1,7	2,4 / 1,3	3,4 / 2,9	5,2 / 2,1	13,9 / 8,6	16,9 / 12,6
Северный	14,7 / 18	13,2 / 13,9	13,1 / 16,6	9,2 / 11,9	4,7 / 3,6	1,6 / 1,2	2,4 / 1,0	2,4 / 1,0	4,2 / 3,0	8,8 / 5,4	12,1 / 9,3	13,6 / 15,1
Восточный	12,6 / 8,5	12,4 / 10,9	13,3 / 14,6	10 / 12,9	6,3 / 8,7	3,2 / 4,4	1,8 / 4,1	2,7 / 4,2	5,3 / 7,2	8,4 / 8,0	12,6 / 9,0	11,4 / 7,5

Примечание. Числитель — повторяемость ветра; знаменатель — повторяемость волнения.

Таблица 33.5

Повторяемость (% от общей суммы наблюдений за месяц) значительного волнения ($h_{3\,\%} \geq 2{,}5$ м)

Район	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Северный	37,7	31,1	28,2	21,6	12,3	6,4	6,3	11,4	13,4	27,1	32,9	36,4
Центральный	48,3	43,1	47,0	25,6	21,8	8,6	10,8	13,2	23,9	29,5	41,0	45,0
Южный	48,2	55,3	44,4	36,8	20,3	11,6	12,4	11,9	24,0	42,0	41,5	48,6
Западный	23,8	26,6	23,9	10,9	7,2	6,2	3,9	5,2	15,9	22,4	21,3	24,6
Восточный	36,5	32,5	33,3	25,1	17,2	9,2	9,1	14,9	25,7	36,8	43,3	40,2

месяцы — 30 м/с. Следует отметить, что в этой части работы речь идет преимущественно о характерных высотах волн, т. е. 12 %-ной обеспеченности. В ряде случаев, которые специально оговариваются, приводятся высоты волн других обеспеченностей (средние высоты $\bar{h}$, высоты $h_{3\,\%}$ и др.).

В июне высоты волн не превышают 6 м, что объясняется неустойчивостью ветров в это время.

Все вышеизложенное относится к акватории моря в целом. В разных частях моря имеются существенные сезонные различия, как это видно из табл. 33.4, 33.5.

В теплый период в северной и центральной частях моря повторяемость значительного волнения минимальна и составляет менее 10 %, в то время как в восточной, западной и южной частях соответственно 40, 30 и 20 %.

Более всего пространственные различия выявляются при сравнении повторяемости значительного волнения в зависимости от того, какую долю оно составляет от общей суммы наблюдений за месяц. Как можно заключить из данных табл. 33.5, интенсивнее всего штормовые процессы развиты в южной и центральной частях, где зимой с ноября по март значительное волнение составляет более 40 % ежемесячно.

При выходе на акваторию моря циклоны замедляют движение. В западном секторе моря средняя скорость движения штормового циклона 25—30 км/ч, но в ноябре возможны циклоны со скоростью перемещения 90 км/ч, хотя повторяемость их незначительна. Примерно 10—15 % циклонов в этом районе стационируют. Средняя глубина штормовых циклонов 980 гПа, а самые глубокие циклоны (945 гПа) возможны в октябре—декабре. Стихийное волнение ($h_{3\,\%} \geq 8{,}0$ м) развивается с сентября по март включительно с наибольшей повторяемостью в феврале и марте (0,25 и 0,33 % соответственно), чаще всего при восточных и северо-восточных румбах.

В южной части моря средняя скорость перемещения циклонов составляет 29 км/ч, а в редких случаях в октябре—декабре может достигать 80 км/ч. Около 7 % циклонов стационируют. Самые глубокие циклоны выходят в марте, апреле и октябре. Фиксированный минимум давления (930 гПа) наблюдался в апреле. Стихийное волнение может наблюдаться с сентября по апрель включительно, с мая по август высоты волн не превышают 6 м. Наибольшая повторяемость стихийного волнения отмечается в декабре (0,55 %). Наименее развито волнение в июне.

В центральном районе скорость смещения циклонов уменьшается, составляя в среднем 26 км/ч. Осенью и зимой она может достигать 70 км/ч, но с малой вероятностью. Каждый десятый циклон практически стационирует. С сентября по май возможно развитие стихийного волнения. В июне высоты волн не превышают 6 м. Максимальную повторяемость стихийное волнение имеет в январе (0,36 %). Его развитие в июле—августе возможно при северо-восточных ветрах.

В северном районе циклоны имеют среднюю скорость перемещения 24 км/ч. В марте, октябре, декабре в редких случаях она может достигать 70—80 км/ч, в эти же месяцы возможны циклоны глубиной 940 гПа. Средняя глубина выходящих на север циклонов составляет 970 гПа. Стихийное волнение развивается с октября по апрель, максимальной повторяемости оно достигает в октябре и апреле. В этом районе большое умеряющее влияние на развитие волнения оказывают льды.

На востоке моря средняя скорость движения циклонов составляет 27 км/ч, а 9 % циклонов стационирует. Средняя глубина штормовых циклонов 980 гПа, минимальная — 940 гПа (март, октябрь, декабрь). В феврале, октябре, декабре возможны быстро движущиеся циклоны со скоростью перемещения до 80 км/ч. Стихийное волнение возможно с января по апрель, а также в октябре. В августе вы-

соты волн не превышают 4 м. В остальные месяцы возможно развитие волн до 8 м. Повторяемость стихийного волнения не превышает 0,08 % от годового.

Все приведенные выше характеристики имеют среднестатистический смысл. В отдельные годы возможны существенные отклонения от климатических данных, связанные с изменением волнообразующих факторов.

33.3. Межгодовая и сезонная изменчивость волнообразующих факторов

Кроме рассмотренной выше межгодовой и сезонной циклонической деятельности, на формирование волнового климата оказывает влияние еще ряд факторов. Важнейшим из них является ледовитость. Этот мощный сезонный фактор существенно меняет волновой режим Берингова моря от года к году. Благодаря интенсивному процессу ледообразования в отдельные годы некоторые участки моря могут быть покрыты льдами, а в другие годы здесь может оказаться самый штормовой сектор моря. Ледовитость определяется положением кромки льда, которая имеет очень сложное очертание и большую подвижность как в течение зимы, так и от года к году.

В ДВНИИ рядом авторов обобщены и систематизированы наблюдения за ледяным покровом за период 1959—1969 гг. По ледовым условиям зимы можно разделить на три типа: суровые, умеренные и мягкие (см. табл. 40.1). В пространственном отношении изменение ледового режима выражается сдвигом границ кромки льда на север или на юг от ее среднего положения, соответствующего умеренным зимам. Для оценки влияния ледовитости на изменчивость параметров ветровых волн было использовано три позиции кромки льда, соответствующих предельно возможным положениям ее для средней, мягкой и суровой зимы (рис. 33.1). Расчет полей волн выполнен для типизированных штормов по методике ГОИНа [9].

В табл. 33.6 приведены значения средних высот волн для среднеледовитой зимы и их отклонения для мягкой и суровой зимы. Как следует из приведенных в табл. 33.6 данных, в мягкие зимы на севере моря можно ожидать появления особенно бурных очагов волнения (рис. 33.2, 33.3). В дальнейшем следует уделить влиянию ледовитости больше внимания при изучении штормовой деятельности именно в мягкие зимы. Приведенные в табл. 33.6 сведения носят лишь оценочный характер, так как полное представление можно составить при изучении режима конкретных штормов. К тому же при массовых расчетах, как известно, очень трудно учесть влияние такого фактора, как разность температур „вода—воздух". В работе [7] приведены

Таблица 33.6

Значения средних высот волн для среднеледовитой зимы $\bar{h}$ и возможные отклонения от этого значения для мягкой $\Delta\bar{h}_м$ и суровой $\Delta\bar{h}_с$ зим

Район моря	$\bar{h}$ м	$\Delta\bar{h}_м$ %	$\Delta\bar{h}_с$ %
Западный	4,1	10—15	−5 ... −10
Северо-восточный	4,1	15	−5 ... −10
Южный	—	—	—
Центральный	3,0	65	−15
Восточный	3,5	40	Лед
Северный	3,5	75	−15
Юго-восточный	4,5	25	−5 ... −10

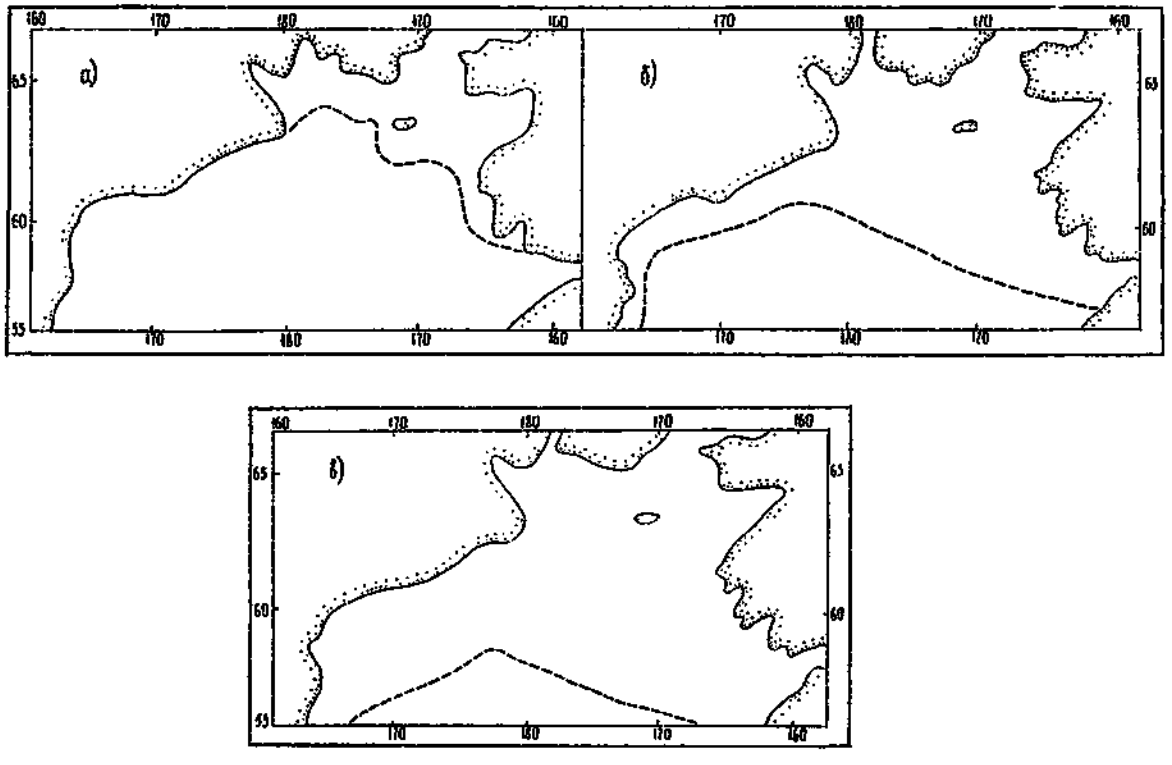


Рис. 33.1. Предельное положение кромки льда.

а — мягкая зима; б — среднеледовитая зима; в — суровая зима.

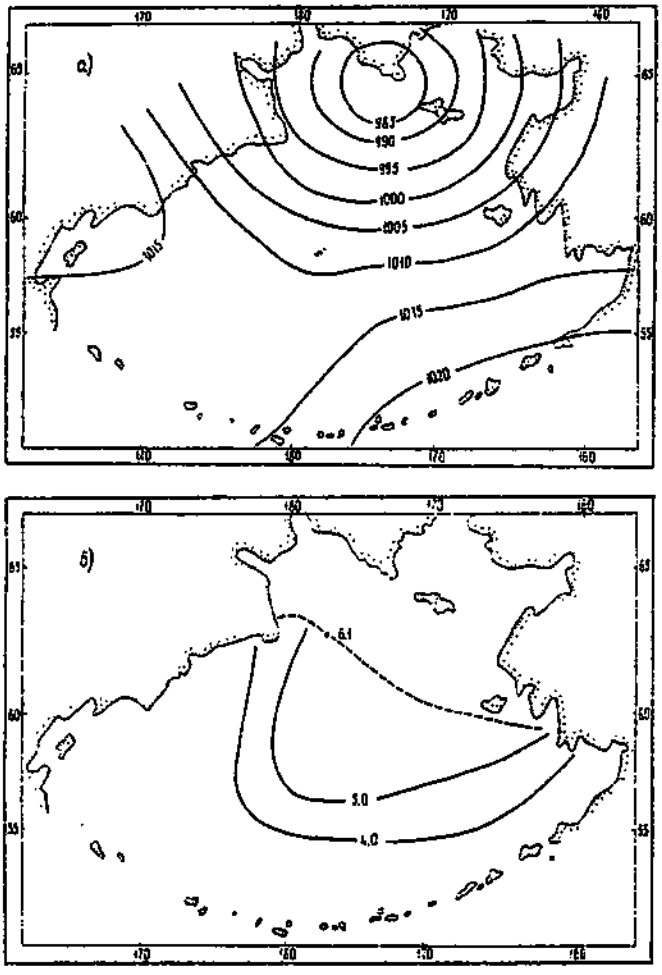


Рис. 33.2. Циклон у Чукотского полуострова.

а — поле давления, гПа; *б* — поле высот волн, м (пунктиром отмечена максимально возможная при данной барической ситуации высота волн).

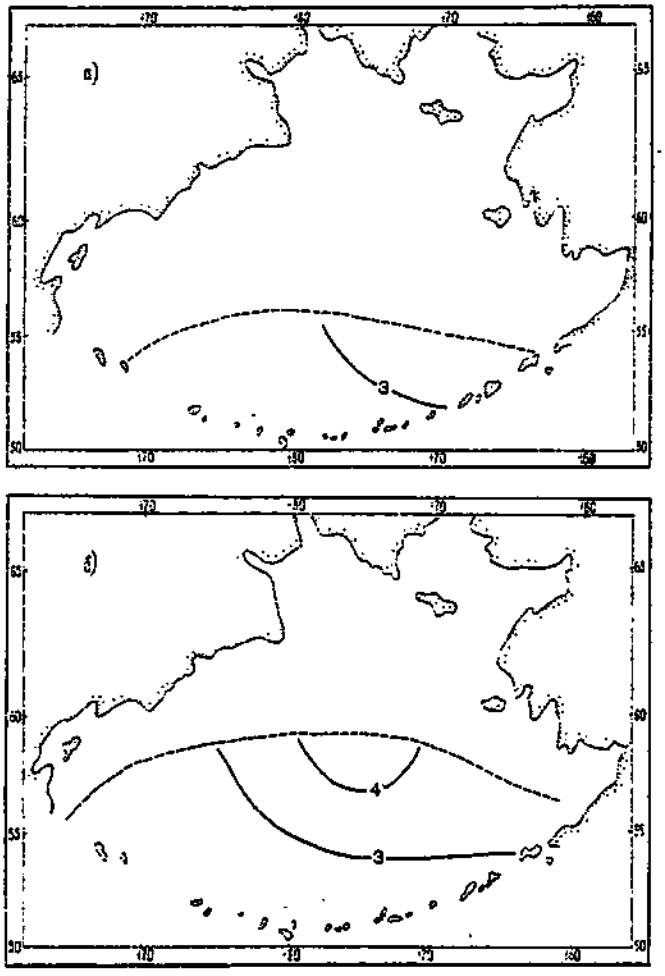


Рис. 33.3. Поле высот волн (м) для суровой (*в*) и среднеледовитой зимы (*г*).

значения переходных коэффициентов при пересчете градиентного ветра в приводный в зависимости от стратификации атмосферы, которая определяется значением разности температур „вода—воздух". Из приведенных в этой работе значений можно заключить, что коэффициент для скоростей ветра более 25 м/с достигает 0,92.

Для Берингова моря в настоящее время наиболее достоверные сведения о значениях разностей температур „вода—воздух" можно получить лишь по наблюдениям на ГМС. На рис. 33.4 проиллюстрирован годовой ход этой величины на трех ГМС, соответствующих северному (Угольная), западному (Апука) и южному (Никольское) районам моря. Сезонный ход наглядно демонстрирует, что эти значения не нашли отражения в работе [7], где сильно неустойчивая стратификация дана с пороговым уровнем 4 °С. Хотя прибрежные наблюдения существенно отличаются от распределения этой величины в глубоководной части, но основная сезонная и межгодовая тенденция сохраняется и для открытой акватории. Как следует из рис. 33.4, на севере в зимнее время разность температур „вода—воздух" может достигать 15 °С, а на юге не превышает 3 °С в течение всего года.

Межгодовая амплитуда разности температур „вода—воздух" для ГМС Угольная составила 2,6 °С, для ГМС Апука — 3,3 °С, а для ГМС Никольское — 0,8 °С. Длительность циклов понижения, повышения и среднего значения этой характеристики, судя по данным табл. 33.7, имеет различную продолжительность в разных районах моря.

Таким образом, при отсутствии данных для конкретных штормов о разностях температур „вода—воздух" можно воспользоваться средним многолетним значением этой характеристики с поправкой на то, к какому циклу принадлежит шторм конкретного года.

На основании данных о периодах межгодовых колебаний можно заключить, что южная часть моря находится под отепляющим влиянием Тихого океана с присущей ему инерционностью. На севере воды выхолаживаются под влиянием континента.

Таблица 33.7

Периоды колебаний разностей температур „вода—воздух" ΔT с осреднением по скользящим пятилеткам

Станция	Годы повышения	Годы понижения	Годы, близкие к среднему
Угольная	1969—1978	1957—1961 1979—1984	1962—1968
Апука	1966—1979	1948—1965 1980—1985	
Никольское	1955—1963		1964—1981

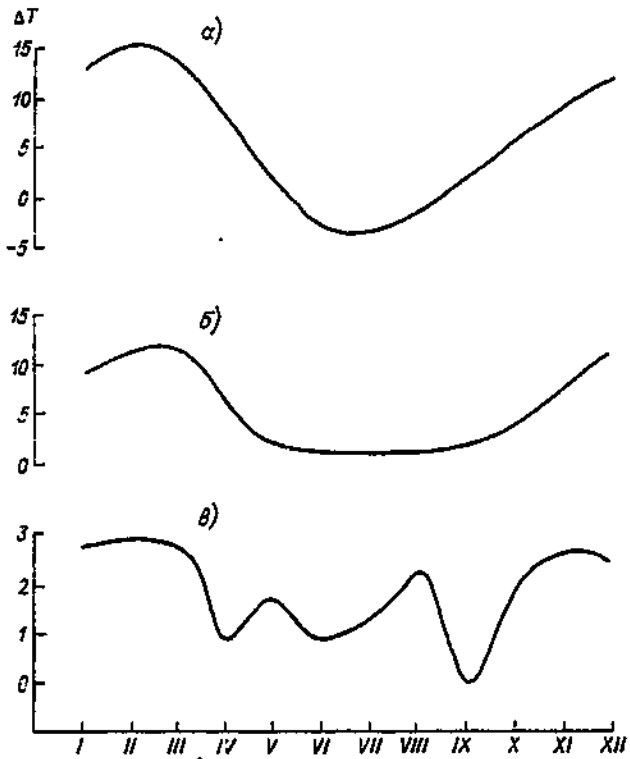


Рис. 33.4. Годовой ход разности ΔT температур „вода—воздух".
а — ГМС Угольная; *б* — ГМС Апука; *в* — ГМС Никольское.

34. Режимные характеристики ветра и волн по судовым наблюдениям

В настоящее время основным источником сведений о режиме ветра и волнения Берингова моря все еще остаются справочные данные Регистра СССР [3], в котором приведены результаты статистического анализа попутных судовых наблюдений за 1955—1965 гг.

Со времени издания этого пособия существенно увеличился объем информации, появились новые подходы в методах обработки и анализа судовых данных. В связи с этим возникла необходимость в дополнении и уточнении ранее опубликованных сведений.

34.1. Оценка материалов наблюдений, их однородность и репрезентативность

Режимные характеристики ветра и волнения, определяющие ветро-волновой климат Берингова моря, для настоящего пособия рассчитывались по судовым попутным наблюдениям за 1961—1975 гг. Как известно [5], этим наблюдениям свойственны многие недостатки, наиболее существенные из которых заключаются в малой достоверности визуальных наблюдений и неравномерности пространственного и временного распределения.

При оценке судовых наблюдений за волнением всегда ставится вопрос о том, каким обеспеченностям соответствуют наблюденные элементы волнения. Достаточно обстоятельно этот вопрос рассмотрен в книге [5], авторы которой приходят к заключению, что оценки визуальных высот волн до 8 м близки к высотам волн, соответствующим 1/3 наиболее высоких волн. Для большого волнения, когда наблюдения затруднительны и даже опасны, оценки высот волн ближе к 3 %-ным, так как на судах наблюдатели определяют максимальную высоту из 5—6 наиболее крупных волн.

Периоды волн до 7 с близки к инструментальным, при больших же значениях визуальные данные на 30—35 % выше, чем инструментальные.

Как известно, скорость ветра в море измеряется в основном ручным анемометром, направление — по компасу. Считается, что эта скорость близка к приземной, рассчитываемой по барическим полям. Однако для скоростей ветра более 20 м/с возможны существенные погрешности, обусловленные как техническими характеристиками анемометра (верхний предел измерения скорости ограничен 20 м/с), так и заменой инструментальных наблюдений визуальными по состоянию водной поверхности, что нередко практикуется в штормовых условиях. Но выделить визуальные наблюдения из общей массы невозможно, так как штурманским составом они отмечаются чаще всего как инструментальные.

В Беринговом море подавляющее число наблюдений производилось на промысловых судах (особенно в зимнее время), как правило, штормующих в районах промысла, поэтому смещения числа наблюдений в сторону хорошей погоды в этих районах не прослеживается. Наибольшие трудности при обработке массивов данных возникают из-за пространственно-временной неравномерности наблюдений, обусловленной тяготением судов к определенным судоходным трассам, районам промысла, сезонам. В этом одна из основных причин необходимости оценки достоверности расчетных данных (особенно экстремальных характеристик), получаемых в результате статистических процедур обработки массивов наблюдений за короткий период обобщения.

Одним из способов обойти трудности, связанные с пространственно-временной неравномерностью числа наблюдений, является объединение их в пределах однородных районов, определяемых по каким-либо признакам. В Беринговом море по ветро-волновому режиму были выделены следующие районы: прибрежные, восточно-беринговоморский шельф и свал глубин, западный и центральный глубоководные. Морские районы, кроме того, подразделены на северную и южную части (рис. 34.1). Количество наблюдений за год в этих районах колеблется от 9,5 тыс. в западной части до 30,5 тыс. в юго-восточной.

Как видно из рис. 34.2, в большинстве массивов данных преобладают зимние наблюдения, что само по себе было бы неплохо, если бы они равномерно распределялись по годам в пределах периода обобщения. Однако относительно равномерно наблюдения распределяются лишь в южной части моря и прилегающих районах Тихого океана. В районах моря, закрывающихся в зимнее время плавучими льдами, наблюдения относятся в основном к судоходному периоду. Во многих районах (особенно в юго-восточной части моря) наибольшее количество наблюдений приходится лишь на 1971—1978 гг.

Немаловажное значение для расчетов режимных характеристик имеет выбор базисного ряда. На восточном свале глубин Берингова моря преобладают данные, относящиеся ко времени относите-

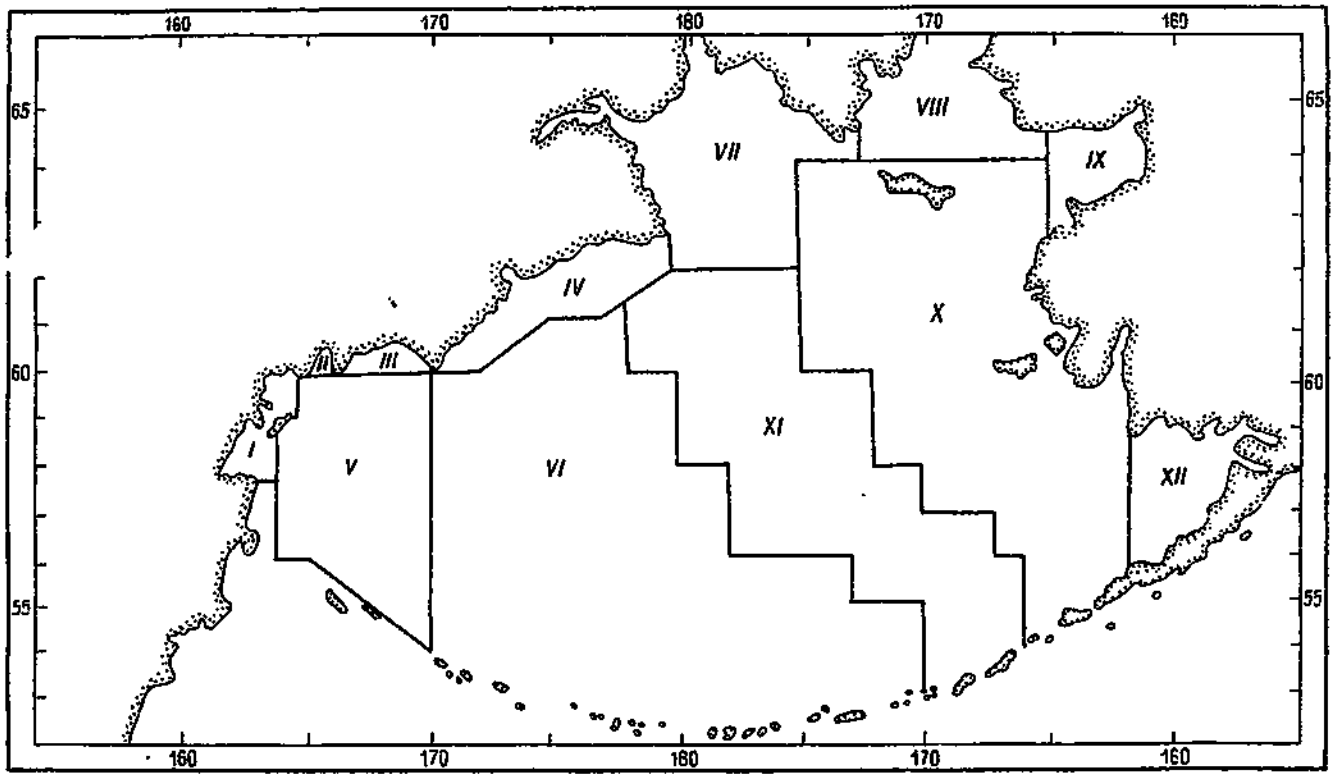


Рис. 34.1. Карта-схема районирования Берингова моря.

I — Карагинский залив; II — залив Корфа; III — Олюторский залив; IV — Корякское побережье; V — западная часть; VI — центральная глубоководная часть; VII — Анадырский залив; VIII — бассейн Чирикова; IX — зал. Нортон; X — восточно-беринговоморское мелководье; XI — восточно-беринговоморский свал; XII — Бристольский залив.

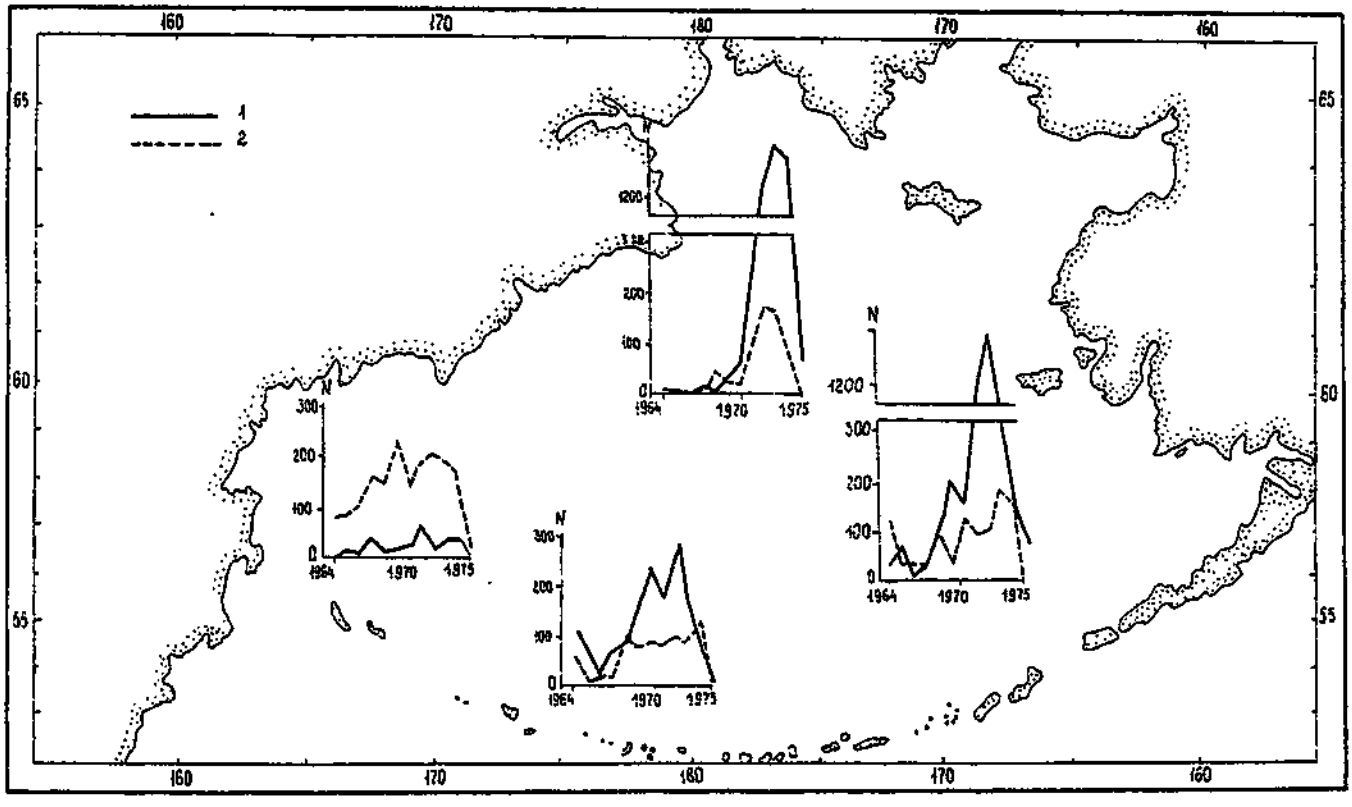


Рис. 34.2. Распределение числа наблюдений N за волнением на акватории моря.

1 — январь; *2* — июль.

льно высокой штормовой активности, тогда как в его западной части наблюдения отражают средний или несколько пониженный фон (рис.34.3). В южной части моря статистические оценки волнения и ветра наиболее репрезентативны. Это обстоятельство учитывалось в процессе обработки данных.

Рис. 34.3. Временной ход повторяемости штормового ветра и визуального волнения.

1 — $V \geq 15$ м/с; *2* — $h_{виз} \geq 3$ м; *3* — $h_{виз} \geq 5$ м.

Отмеченные недостатки судовых попутных наблюдений за элементами ветра и волнения, хотя и существенны, тем не менее не исключают возможности их обобщения и расчетов режимных характеристик.

34.2. Районирование моря

В связи с пространственно-временной неравномерностью распределения числа наблюдений первоочередной становится задача районирования моря, что позволяет не только повысить статистическую надежность режимных характеристик, но и выявить достаточно общие закономерности ветро-волнового климата отдельных регионов и моря в целом.

Заливы и изолированные районы моря выделены в самостоятельные физико-географические объекты, гидрометеорологический режим которых существенно отличается от прилегающих районов моря. Районирование остальной части Берингова моря осуществлялось поэтапно.

На начальном этапе районирование проводилось по данным, характеризующим режим ветра и особенности синоптических процессов, для которых типична большая пространственная однородность. По этим параметрам море разделено на крупные географические регионы: западный и центральный глубоководные, а также восточное мелководье с некоторыми изменениями в границах по сезонам.

С учетом пространственно-временной изменчивости многих показателей режима волнения в море выделяются глубоководная область и восточное мелководье.

На следующем этапе в основе районирования лежало совпадение (в пределах доверительных интервалов) функций распределения скоростей ветра и высот ветровых волн.

Таким образом были составлены две схемы районирования по режиму ветра и режиму волнения. В результате анализа этих схем составлена общая схема, представленная на рис. 34.1. На ней, помимо прибрежных районов (заливов и обширных мелководий), выделены: западная и центральная глубоководные части, восточно-беринговоморский свал глубин, восточно-беринговоморское мелководье, свободное ото льдов в основном с июня по январь. В связи с определенными различиями (в основном сезонными) в ветро-волновом режиме между севером и югом моря, обусловленными особенностями атмосферных процессов и гидрологического режима, центральный и восточный районы разделены дополнительно на северную и южную части.

34.3. Методы расчета режимных характеристик волнения

Как отмечалось выше, при использовании судовых данных в первую очередь возникает вопрос о соответствии визуальных и инструментальных наблюдений за элементами волнения. Выполненные исследования и обобщения [3] позволяют перейти от визуальных оценок $h_{виз}$ к инструментальным $h_и$ значениям элементов волн. Для Берингова моря, в котором преобладают большие и средние суда, рекомендуется следующая регрессионная зависимость:

$$h_и = h_{3\,\%} = h_{виз}^{0,95}, \qquad (34.1)$$

которая для диапазона визуальных высот волн от 3 до 8 м имеет более простой вид

$$h_и = 0{,}91 h_{виз}. \qquad (34.2)$$

При этом обязательно учитывать, что переход от визуальных оценок к инструментальным значениям справедлив лишь в среднем и может быть использован только для переоцифровки шкал функций распределений.

Для удобства соотношение (34.1) табулировано (табл. 34.1).

Таблица 34.1

Соотношение между визуальными и инструментальными оценками высот волн, м

$h_{виз}$	0,5	1	2	3	4	5	6	7	8
$h_и$	0,8	1,1	2,1	3,3	4,4	5,5	6,5	8	9
$h_{виз}$	9	10	11	12	13	14	15	16	17
$h_и$	10	11	12	13	14	15	16	17	18

Анализ соотношений между визуальными периодами волн $\tau_{виз}$ и инструментальными $\tau_и$ показал, что отношение $\tau_и / \tau_{виз} = 1{,}00$ для $\tau_{виз} \leq 7$ с, тогда как для бóльших периодов оно постепенно уменьшается от 0,78 при $\tau_{виз} = 13$ с до 0,73 при $\tau_{виз} = 15$ с.

34.4. Общая характеристика режима волнения

В формирование режима волнения наибольший вклад вносят сильные и штормовые ветры, основные черты режима которых описаны ранее [6].

Поскольку направление волнения совпадает с ветром, то розы сильного и штормового ветра характеризуют также и преобладающее направление ветрового волнения: восточной четверти зимой (при высокой повторяемости южных румбов) и юго-западной четверти летом. То есть налицо сезонная изменчивость, обусловленная годовым ходом активности синоптических процессов над морем.

В прибрежных глубоководных районах заметно повышается повторяемость вдольбереговых направлений. В районах свала глубин возрастает роль рефракции волн, и как следствие этого — преобладание направлений, ортогональных к изобатам шельфовой зоны. Наиболее выражен этот эффект для штормовых волн зыби (табл. 34.2). Самыми волноопасными направлениями, характеризующимися наибольшим переносом энергии, в западной части моря и в Анадырском заливе в течение всего года являются восточное, юго-восточное и южное.

Таблица 34.2

Повторяемость (%) направлений штормовой зыби ($h_з \geq 3$ м)

Сезон	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Число случаев
Западная глубоководная часть									
Зима	6	17	30	16	17	5	4	5	227
Лето	2	37	20	13	20	6	2	1	123
Центральная глубоководная часть									
Зима	14	14	16	9	11	12	16	9	708
Лето	5	7	8	10	18	8	18	25	121
Центр восточного свала глубин									
Зима	9	13	15	14	18	17	10	4	3 204
Лето	6	6	6	24	25	16	10	6	80
Анадырский залив									
Лето	10	11	13	33	24	18	2	2	89
Бристольский залив									
Зима	10	6	13	10	9	20	17	14	129

Развитие сильного волнения в Беринговом море определяется штормовой деятельностью, связанной в основном с частотой выхода на море циклонических образований и их активностью. Поэтому наиболее высокая повторяемость штормового волнения (ветрового и зыби) приходится на центральную и южную глубоководные части, т. е. область активного циклогенеза. В северных и восточных районах моря на развитие волнения большое умеряющее влияние оказывают льды и обширные мелководья.

Наиболее активно атмосферные процессы протекают зимой. Повторяемость сильного волнения ($h_{3\%} > 3$ м) в этом сезоне составляет 30—35 % на значительной части бассейна Берингова моря. При средней непрерывной продолжительности шторма 8—10 ч это означает, что встреча с ним в море возможна в среднем через полтора-два дня. Летом повторяемость такого волнения не превышает 4—6 %. В центральной части моря, где развиваются самые крупные волны, повторяемость опасного волнения с высотой волн более 6 м достигает зимой 6—10 %, что соответствует одному явлению в 3—5 дней.

В отдельные годы волнение с высотой волн более 8 м возможно 3—5 раз в зиму.

Таким образом, из приводимых данных видно, что характеристики штормового волнения имеют хорошо выраженный сезонный ход. Годовая амплитуда повторяемости его в различных районах моря неодинакова, в центральной части моря она максимальна. В течение всего года в Беринговом море преобладает волнение с высотой волн до 2 м и с периодом до 6 с, но его повторяемость весьма значительно различается не только по сезонам, но и по районам. Так, если летом в центральной части моря повторяемость слабого волнения достигает 80—85 %, возрастая до 90 % и более на прибрежном мелководье, то зимой она уменьшается почти вдвое — до 45—55 % в глубоководной зоне, резко возрастая до 70—80 % на свале глубин и у кромки льдов.

Вероятность возникновения зыби в Беринговом море, судя по судовым данным, составляет около 55 %, причем, в отличие от ветрового волнения, круглый год преобладает крупная зыбь — с высотой волн от 1 до 3 м. Чаще всего волны зыби отмечаются осенью и зимой.

Периоды волн в Беринговом море находятся в пределах 3—7 с (55—58 %), однако достаточно велика повторяемость волн с периодами 13—15 с (1—3 %) и даже более 17 с (0,3—1,0 %) [5].

Для полноты освещения режима волнения необходимы знания не только маргинальных распределений элементов волн, но и совместных и условных.

Таблица 34.3 характеризует совместные распределения видимых высот ветровых волн $h_в$ и зыби $h_з$ в различных районах Берингова моря по данным судовых наблюдений за 1964—1975 гг. Из нее видно, что между элементами ветрового волнения и зыби существует статистическая зависимость, наиболее выраженная для развитой зыби.

Таблица 34.3

Совместное распределение высот ветрового волнения и зыби, %

Высота волн зыби, м	Высота ветровых волн, м								
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8
Западная глубоководная часть									
Зима, N = 1621									
0—1	3,7	20,2	16,0	11,3	6,3	3,2	1,5	0,3	0,3
1—2	5,4	2,4	0,8	0,2	+				
2—3	3,6	3,6	1,3	0,5	0,1	+			
3—4	1,4	1,9	1,6	0,4	0,3	+			
4—5	0,5	0,5	1,0	0,4	0,1	0,1			
5—6	0,1	0,2	0,2	0,2	+	+			
6—7	+	0,1	0,1	0,1	+	+	+		
7—8	+	+	+	0,1	+				

Высота волн зыби, м	Высота ветровых волн, м								
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8
Западная глубоководная часть									
Лето, N = 2990									
0—1	28,8	23,5	8,0	1,7	0,5	+	+		
1—2	17,1	6,4	0,3	+	0,1	+			
2—3	3,8	4,3	1,6	+	+		+	+	
3—4	0,6	0,8	0,9	0,3					
4—5	0,1	0,4	0,2	+	+				
≥ 5	+	+	+						
Северная глубоководная часть									
Зима, N = 6891									
0—1	13,7	20,7	16,1	11,9	6,3	3,4	1,5	0,3	0,3
1—2	4,8	2,4	0,7	0,3					
2—3	3,7	3,1	1,2	0,5	0,1	+			
3—4	1,4	1,8	1,7	0,4	0,3	+			
4—5	0,5	0,1	1,0	0,3	0,1	0,1			
5—6	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1				
6—7	0,1	+	0,2	0,1	0,1				
7—8	0,1	+	0,1	0,1	+		+		
≥ 8	+	+							
Лето, N = 566									
0—1	19,1	27,4	9,0	2,1					
1—2	16,4	8,3	0,2	0,4					
2—3	3,5	7,8	1,8						
3—4	0,7	1,6	0,9						
5	+	+	0,5	0,2					
Центральная глубоководная часть									
Зима, N = 2493									
0—1	4,4	11,8	13,4	9,9	6,0	2,2	1,4	0,8	0,6
1—2	5,0	4,4	0,7	0,1	+	+	+		
2—3	3,4	8,3	3,0	0,4	0,1				
3—4	1,1	4,5	5,1	1,4	0,3	+			
4—5	0,6	1,9	2,6	1,9	0,8	0,1	+	+	+
5—6	0,1	0,5	1,0	1,0	0,6	0,2	0,1	+	
6—7	+	0,2	0,4	0,5	0,2	0,2	0,1	+	+
7—8	+	0,2	0,3	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	
≥ 8	+	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Лето, N = 2307									
0—1	30,3	21,3	8,1	1,4	0,6	0,1			
1—2	14,7	7,1	0,3	+	+	+			
2—3	3,5	6,0	1,6	0,1					
3—4	0,5	1,3	1,0	0,3	+	+			
4—5	0,1	0,2	0,6	0,3	0,1				
5—6	+	0,1			+				
7	+	+			0,1				
Восточный свал									
Зима, N = 2955									
0—1	13,4	20,2	18,8	10,8	4,3	1,7	1,1	0,5	
1—2	6,7	3,1	0,6	0,1	+	+	+		
2—3	3,2	4,8	1,5	0,2	0,1	+			
3—4	1,1	2,0	1,5	0,4	0,1	+	+	+	
4—5	0,4	0,5	0,7	0,4	0,1	0,1	+	+	
5—6	0,1	0,2	0,3	0,2	0,1	+	+	+	
6—7	+	0,1	0,2	0,1	+	+	+	+	
7—8	+	+	+	+	+	+	+	+	
≥ 8	+	+	+	+	+	+	+	+	
Лето, N = 1591									
0—1	22,6	14,6	4,2	1,0	0,6	0,2	0,1		
1—2	22,3	12,5	0,5	0,1	+	+			
2—3	3,4	10,3	2,7	0,1					
3—4	0,2	1,2	1,7	0,2	0,1				
4—5	+	0,1	0,4	0,2	0,1				
5—6	+	+	0,1	0,1	+				
7		+	+	+	+				

Высота волн зыби, м	Высота ветровых волн, м								
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8
Анадырский залив Лето, N = 1437									
0—1	43,3	19,3	4,3	1,6	0,3				
1—2	17,4	2,9	0,4	0,1					
2—3	4,5	2,4	0,8	0,1					
3—4	0,5	0,5	0,4						
4—5	0,4	0,3	0,1	+	+				
5—6	0,2	0,1	0,1	+					
≥ 6	0,1			+					

Примечание. Плюс „+" означает повторяемость менее 0,005 %; N — количество наблюдений.

Имеющиеся данные позволили рассчитать условные распределения ветровых волн при фиксированных значениях зыби $F(h_в/h_з)$ для нескольких районов моря. На рис. 34.4 приводятся такие распределения для центральной части Берингова моря. Как видно из рисунка, условные распределения принадлежат тому же закону, что и маргинальные, но с различными параметрами. Большим высотам зыби соответствуют возрастающие медианы распределений ($h_{0,5}$) высот ветровых волн. Параметр же формы K, характеризующий изменчивость и, следовательно, разнообразие волн, обнаруживает тенденцию к возрастанию при умеренной зыби и уменьшению при штормовой (рис. 34.5).

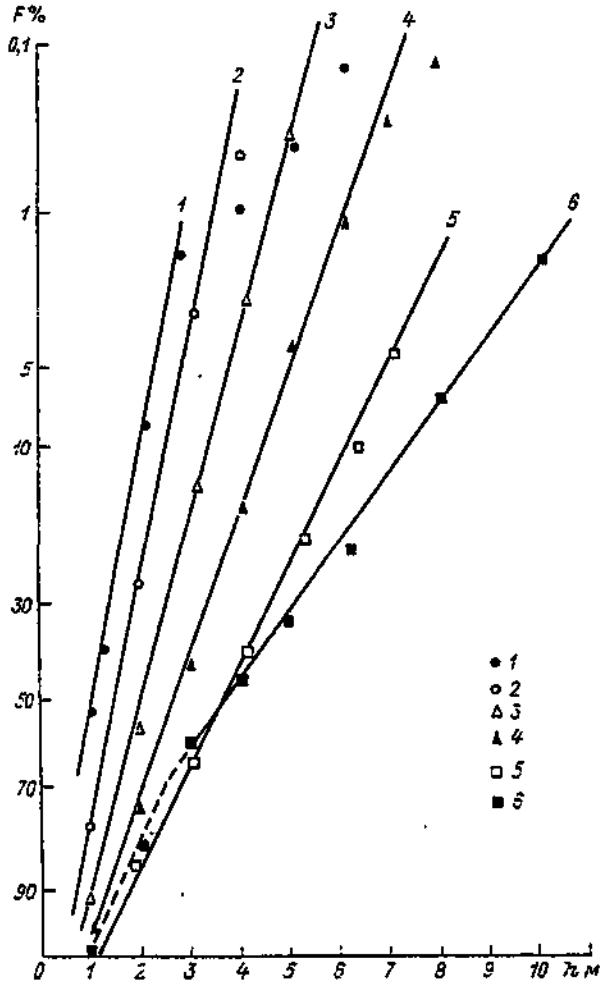


Рис. 34.4. Условные распределения F высот ветровых волн при фиксированных высотах зыби ($F = |h_в/h_з|$).

1) 1—2 м; *2*) 2—3 м; *3*) 3—4 м; *4*) 4—6 м; *5*) 6—8 м; *6*) 8 м.

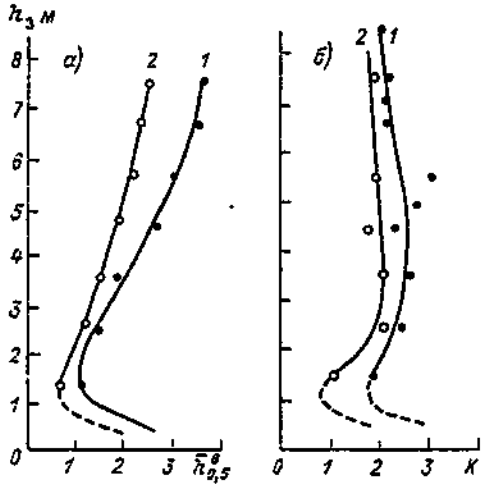


Рис. 34.5. Изменчивость параметров $\overline{h}^{в}_{0,5}$ (*а*) и K (*б*) распределения ветровых волн при различных высотах зыби $h_з$.

1 — центральная часть моря; *2* — беринговоморский свал глубин.

В первом случае это означает существенное уменьшение изменчивости высот ветровых волн, тогда как во втором, наоборот, плавное увеличение на фоне возрастающих высот волн зыби. Причем в различных районах моря эти изменения неодинаковы. Как видно из рис. 34.5, меньшие значения параметра K относятся к прибрежным и шельфовым районам моря, где разгоны ограничиваются береговой зоной или кромкой льда. Максимальная изменчивость ветрового волнения приходится на небольшую (но и не слабую) зыбь с высотой волн 1—2 м.

Оценки двумерных плотностей распределений показывают, что в Беринговом море очень мала вероятность одновременного развития максимальных высот ветровых волн и зыби редкой повторяемости. Это обстоятельство необходимо иметь в виду при расчетах характеристик смешанного волнения редкой повторяемости по параметрам ветрового волнения и зыби.

34.5. Расчетные режимные характеристики волнения

Оценки экстремальных характеристик смешанного волнения рассчитывались по функциям распределений, которые аппроксимировались законом Вейбулла с помощью соответствующих функциональных клетчаток и экстраполировались в область малых вероятностей. Вероятность (%) максимальных значений, возможных 1 раз в заданное число лет, определялась по формуле

$$F(h) = (100/\overline{N})n,$$

где $\overline{N}$ — среднее число наблюдений за месяц, сезон, год; n — заданное число лет.

В качестве расчетной высоты волн обычно принимают высоту, возможную 1 раз в 50 или 100 лет. Однако при этом следует иметь в виду, что хотя вероятность таких событий и мала, встретиться такие волны могут в любой момент. Поэтому при расчетах экстремальных характеристик используется понятие „вероятность встречи", которая соответствует вероятности того, что хотя бы один раз за время существования какого-либо объекта высота волн превысит расчетную — возможную 1 раз в 50 или 100 лет. Такая вероятность встретить в Беринговом море за 20 лет волны, равные или большие, чем столетняя (18 м), составляет 20 % [5].

Расчетные высоты смешанного волнения 3 %-ной обеспеченности для квазиоднородных районов Берингова моря приведены в табл. 34.4.

Таблица 34.4

Расчетная высота $h_{3\%}$ (м) смешанного волнения в Беринговом море и северо-западном тихоокеанском районе

Сезон	Высота волн, возможная 1 раз в n лет					
	1	5	10	20	50	100
Западная глубоководная часть						
Зима	9,4	11,5	12,5	13,5	14,8	15,8
Весна	6,5	8,0	9,1	10,2	11,5	12,7
Лето	4,9	6,6	7,4	8,2	9,4	10,2
Осень	7,9	10,1	11,1	12,0	13,2	14,2
Центральная глубоководная часть						
Зима	11,2	13,4	14,4	15,2	16,3	17,4
Весна	8,5	10,7	11,7	12,7	13,8	14,8
Лето	6,9	7,6	8,4	9,3	10,4	11,3
Осень	7,8	10,0	11,0	12,0	13,3	14,4
Восточный свал глубин						
Зима	9,5	11,2	12,3	13,2	14,3	15,3
Весна	6,7	8,7	9,6	10,3	11,3	12,1
Лето	5,1	6,5	7,2	7,8	8,7	9,3
Осень	7,7	10,0	11,0	12,0	13,3	14,3
Север восточного мелководья						
Зима	8,4	10,5	11,5	12,4	13,7	14,7
Весна	6,4	8,5	9,5	10,5	11,8	12,8
Лето	5,6	7,1	7,8	8,4	9,3	10,0
Осень	7,4	9,1	9,8	10,4	11,2	11,8
Юг восточного мелководья						
Зима	7,8	9,8	10,7	11,4	12,6	13,5
Весна	6,8	8,6	9,3	10,3	11,2	12,0
Лето	6,3	7,7	8,7	9,6	10,8	11,7
Осень	7,0	8,9	9,7	10,5	11,6	12,3
Карагинский залив						
Лето	2,9	3,7	4,0	4,4	4,8	5,3
Осень	4,8	6,3	7,1	7,8	8,8	9,6

Сезон	Высота волн, возможная 1 раз в n лет					
	1	5	10	20	50	100
зал. Корфа						
Весна	3,5	4,7	5,3	5,9	6,7	7,2
Лето	2,6	3,5	3,8	4,2	4,8	5,2
Осень	3,4	4,8	5,4	6,1	7,0	7,6
Олюторский залив						
Весна	3,7	4,5	4,8	5,2	5,6	6,0
Лето	4,3	5,6	6,2	6,7	7,4	8,0
Осень	5,1	6,7	7,4	8,1	9,0	9,7
Корякское побережье						
Весна	4,8	6,2	6,7	7,3	8,0	8,6
Лето	4,5	5,8	6,2	6,7	7,4	8,0
Осень	5,7	7,3	7,9	8,6	9,4	10,1
Анадырский залив						
Лето	4,8	6,3	7,0	7,7	8,6	9,3
Осень	6,5	8,5	9,0	9,9	10,8	11,6
Бассейн Чирикова						
Лето	3,8	4,9	5,3	5,7	6,3	6,7
Осень	5,0	6,2	6,7	7,2	7,8	8,4
зал. Нортон						
Лето	4,0	5,2	5,7	6,2	6,9	7,5
Бристольский залив						
Лето	5,3	6,6	7,3	8,0	8,8	9,3
Осень	8,2	9,4	9,8	10,3	10,9	11,3
Камчатский тихоокеанский район						
Зима	10,9	13,2	14,1	15,1	16,4	17,4
Весна	8,2	10,5	11,6	12,8	13,9	15,0
Лето	5,8	7,8	8,7	9,6	10,8	11,7
Осень	8,5	11,0	12,2	13,3	14,7	15,8
Авачинский залив						
Зима	8,0	10,0	11,0	11,8	12,9	13,7
Весна	5,4	6,9	7,7	8,5	9,5	11,2
Лето	5,2	6,8	7,5	8,2	9,1	9,8
Осень	5,9	7,6	8,3	9,0	9,9	10,7
Камчатский и Кроноцкий заливы						
Зима	8,0	10,0	11,0	11,8	12,9	13,7
Весна	5,4	6,9	7,7	8,5	9,5	11,2
Лето	4,5	5,7	6,3	6,8	7,5	8,1
Осень	5,9	7,6	8,3	9,0	9,9	10,7
Восточно-Алеутский район Тихого океана						
Зима	10,3	12,7	13,7	14,7	16,0	17,2
Весна	8,2	10,5	11,5	12,6	13,8	15,0
Лето	6,5	8,3	9,2	10,0	11,5	11,9
Осень	7,5	9,8	10,9	11,9	13,3	14,4

Максимального развития смешанное волнение (18 м) достигает в центральной глубоководной части моря, т. е. в области активного циклогенеза. На свале глубин происходит резкая трансформация волнения, в результате которой на границе шельфа параметры волнения значительно уменьшаются. На восточно-беринговоморском мелководье высоты волн не превышают 8—10 м.

Для развития волновых процессов серьезным препятствием является гряда Алеутских островов.

Поскольку расчеты экстремальных высот волн чаще всего осуществляются путем экстраполяции эмпирических распределений на функциональной сетке, то их оценки зависят от многих условий. Следовательно, возможны расхождения со значениями, рассчитанными иными методами или же на

основе тех же данных, но за другой период обобщения. Тем более, как было показано, годы 1962—1975 относятся к периоду пониженной штормовой активности в Беринговом море.

Как видно из приводимых данных, наибольшая высота смешанного волнения 3 %-ной обеспеченности, возможная 1 раз в 100 лет, равна 18,4 м, высота возможная 1 раз в 30 лет — 16,8 м. Максимальная же, за которую принимают наибольшую из тысячи волн ($h_{max} = 1{,}5h_{3\,\%}$) может достигать 28 м.

Значения эти близки как высотам, рассчитанным по типовым полям ветра [2] на прикамчатском шельфе ($h_{3\,\%} = 18$ м) при $n = 100$ лет, так и приводимым в [3] предельным высотам волн 3 %-ной обеспеченности, возможным 1 раз в 30 лет и равным 16 м.

Достаточно близкие значения (в пределах доверительных интервалов) максимальных высот, возможных 1 раз в 100 лет (24—30 м), приводятся в [11] для района, прилегающего к м. Наварин. Максимальные характеристики волнения в пяти районах нефтегазоносного месторождения рассчитывались по синоптическим картам штормов, отобранных за пятилетний (1976—1983 гг.) период (см. табл. 34.4). Аппроксимация распределений высот и периодов волн осуществлялась на сетке закона Вейбулла. Однако полученные таким образом максимальные характеристики волнения несколько превышают расчетные по судовым наблюдениям, так как для выбранного пятилетия характерна повышенная штормовая активность.

Как видим, приводимые данные свидетельствуют о сравнительно небольших расхождениях в оценках максимальных высот волн в Беринговом море. Тем не менее предпочтительнее выглядят новые значения, вычисленные по судовым данным за наиболее длительный период наблюдений. Необходимо также напомнить, что при аппроксимации эмпирических распределений высот волн отрабатывались специальные приемы учета пониженного фона штормовой активности за период обобщения наблюдений.

34.6. Совместные и условные распределения элементов волнения и ветра

Освоение морской среды выдвигает дополнительные требования к полноте и разнообразию учета режимных характеристик ветра и волн. В частности, помимо одномерных распределений, представляют интерес совместные и условные распределения.

В табл. 34.5—34.7 приводятся различные совместные распределения элементов волнения и ветра, рассчитанные по данным судовых попутных наблюдений в нескольких однородных районах Берингова моря. Для прибрежной зоны и восточно-беринговоморского свала глубин эти распределения получены для различных условий волнообразования, в основном зависящих от направлений ветровых потоков, т. е. от разгонов. Таким образом были рассчитаны совместные распределения для ветровых потоков, направленных „с берега" и „с моря", в зависимости от генерального направления береговой линии или свала глубин. На восточно-беринговоморском шельфе такое распределение осуществлялось относительно генерального положения кромки льда, которая в свою очередь отслеживает зимой ориентацию свала глубин.

Таблица 34.5

Повторяемость (%) высот и периодов ветровых волн, измеряемых визуально

Высота волн, м	Период волн, с				
	1—3	4—5	6—7	8—9	≥ 10
Центральная глубоководная часть, N = 9883					
0—1	24,73	14,28	1,30	0,040	—
1—2	4,07	19,05	7,15	0,75	—
2—3	0,45	4,71	7,93	2,68	0,23
3—4	0,051	0,77	2,91	2,71	0,51
4—5	—	0,16	0,71	1,36	0,58
5—6	—	—	0,31	0,70	0,54
6—7	—	—	0,091	0,23	0,21
7—8	—	—	0,020	0,19	0,17
≥ 8	—	—	0,010	0,051	0,16
Восточный свал глубин					
Ветер „со льда", N = 30 490					
0—1	22,10	12,44	1,01	0,24	0,006
1—2	3,70	19,76	8,64	1,32	0,13
2—3	0,24	4,58	9,92	3,01	0,34
3—4	0,016	0,48	3,41	3,24	0,52
4—5	—	0,11	0,53	1,62	0,86
5—6	—	0,039	0,17	0,51	0,48
6—7	—	0,010	0,059	0,15	0,21
7—8	—	0,003	0,013	0,066	0,059
≥ 8	—	—	—	0,006	0,016
Ветер „на лед", N = 13 151					
0—1	23,66	12,85	0,99	0,24	—
1—2	3,35	18,45	7,79	1,23	0,14
2—3	0,17	4,55	9,68	2,93	0,28
3—4	—	0,64	3,68	3,62	0,52
4—5	—	0,053	0,74	1,41	0,98
5—6	—	0,030	0,14	0,53	0,57
6—7	—	—	0,46	0,49	0,23
7—8	—	—	0,015	0,023	0,11
≥ 8	—	—	—	0,046	0,084

Таблица 34.6

Повторяемость (%) периодов ветровых волн и скоростей ветра

Период волн, с	Скорость ветра, м/с					
	1—4	5—9	10—14	15—19	20—24	25
Центральная глубоководная часть, N = 9883						
1—3	10,46	14,67	3,45	0,09	0,02	—
4—5	3,18	20,31	12,23	2,77	0,39	0,08
6—7	0,42	5,18	9,66	4,23	0,81	0,14
8—9	—	0,81	3,91	3,13	0,95	0,11
≥ 10	—	0,04	0,73	1,06	0,50	0,07
Восточный свал глубин						
Ветер „со льда", N = 30 503						
1—3	7,13	15,05	3,36	0,47	0,03	—
4—5	1,90	20,85	11,97	2,35	0,30	0,03
6—7	0,38	5,90	12,71	4,34	0,38	0,03
8—9	0,07	1,17	4,45	3,85	0,54	0,08
≥ 10	—	0,15	0,59	1,43	0,47	0,02
Ветер „на лед", N = 13 151						
1—3	8,33	16,17	2,49	0,17	0,02	—
4—5	3,07	20,87	10,75	0,12	0,03	—
6—7	0,54	6,87	11,46	3,83	0,34	0,04
8—9	0,07	1,60	4,37	3,60	0,53	0,08
≥ 10	—	0,14	0,92	1,43	0,34	0,09

Таблица 34.7

Повторяемость (%) высот ветровых волн, измеряемых визуально, и скоростей ветра

Высота волн, м	Скорость ветра, м/с					
	1—4	5—9	10—14	15—19	20—24	25
Центральная часть Берингова моря, N = 9883						
0—1	12,78	22,85	4,33	0,33	0,030	0,010
1—2	1,18	14,70	12,62	2,32	0,16	0,040
2—3	0,091	2,92	8,62	3,91	0,54	0,12
3—4	—	0,41	3,03	2,74	0,69	0,091
4—5	—	0,13	0,90	1,29	0,44	0,011
5—6	—	—	0,42	0,67	0,40	0,051
6—7	—	—	0,071	0,25	0,19	0,031
7—8	—	—	0,010	0,20	0,17	0,010
≥ 8	—	—	—	0,081	0,11	0,010
Восточно-беринговоморский свал глубин Ветер „со льда", N = 30 493						
0—1	8,41	22,64	4,16	0,51	0,06	0,003
1—2	0,97	17,03	13,62	1,77	0,14	0,020
2—3	0,10	3,00	10,73	3,98	0,24	0,030
3—4	—	0,38	3,39	3,48	0,39	0,016
4—5	—	0,062	0,85	1,73	0,44	0,039
5—6	—	0,010	0,28	0,65	0,23	0,026
6—7	—	0,007	0,075	0,21	0,11	0,023
7—8	—	—	—	0,082	0,056	0,003
≥ 8	—	—	—	0,020	0,049	0,003
Ветер „на лед", N = 13 089						
0—1	10,07	23,95	9,21	0,20	0,008	—
1—2	1,33	16,72	11,75	1,25	0,038	0,015
2—3	0,15	4,22	9,62	3,44	0,24	0,023
3—4	0,038	0,85	4,16	3,06	0,37	0,015
4—5	—	0,13	1,05	1,73	0,24	0,054
5—6	—	0,008	0,21	0,72	0,23	0,061
6—7	—	—	0,13	0,24	0,12	0,038
7—8	—	—	0,018	0,076	0,061	0,023
≥ 8	—	—	—	0,069	0,046	0,015

35. Стихийное волнение

К опасным и стихийным относятся явления, которые представляют опасность для народного хозяйства, относительно редко встречаются в данном географическом районе, необычайны по размерам, интенсивности, срокам наблюдений, продолжительности и площади распространения [10]. Стихийные гидрометеорологические явления (СГЯ) могут наносить ущерб народному хозяйству, населению, вызывать стихийные бедствия.

Для Берингова моря стихийным считается волнение, при котором высоты волн равны или превышают 8 м. Известно, что в прогнозах сообщается средняя высота наиболее крупных волн с обеспеченностью 5 %, которые будут наблюдаться за время действия прогноза [10]. Оценка оправдываемости осуществляется по данным попутных судовых наблюдений, обеспеченность высот волн которых, как отмечено выше, в настоящее время окончательно еще не установлена. Отсюда возникает неопределенность терминов „опасное и стихийное волнение". В практике УГМС это определение относится к попутным судовым наблюдениям.

С 1966 г. в региональных УГМС начали составлять ежегодные отчеты о стихийных явлениях, включая ветровое волнение. На основании этих отчетов, журналов регистрации стихийного волнения, а также анализа архива гидрометеорологических и синоптических карт составлена хронологическая таблица (табл. 35.1) штормов, вызвавших такое волнение на акватории Берингова моря. Все помещенные в этой таблице значения высот волн и скоростей ветра относятся к попутным судовым наблюдениям.

За исследуемый период (1966—1989 гг.) в Беринговом море прошло 57 жестоких штормов с общей продолжительностью стихийного волнения в 47 сут. Следует добавить, что сюда вошли не все штормы, вызвавшие такое волнение, так как на некоторые из них судовых донесений не было. Но, исходя из анализа синоптических карт и гидрометеокарт, в табл. 35.1 представлены все самые жестокие штормы.

Зоны зарождения южных циклонов, выходящих на Берингово море [11], расположены в Желтом, Японском морях и вблизи тихоокеанского побережья Японии (рис. 35.1 *а*). Чаще всего первая изобара на приземной карте отмечается в прибрежной зоне (рис. 35.1 *б*). Очевидно, это происходит в результате схождения двух воздушных масс: холодной сухой континентальной и влажной теплой морской. В этих зонах зарождается около 70 % циклонов, вызывающих стихийное волнение в Беринговом море. Сильно углубившиеся циклоны выходят на Берингово море. В 75—80 % случаев они имеют следующий генезис. Глубокий циклон блокируется антициклоном или его отрогами. Чаще всего антициклон располагается в районе Аляски или Чукотки, а его гребень распространяется на север моря. В этом случае скорость циклонов снижается до 10—20 км/ч, но чаще всего они стационируют. Развитие стихийного волнения происходит в передней части циклона, где его деформация под воздействием антициклона на синоптических картах выражается сгущением изобар и их вытянутостью. Основными условиями для развития стихийного волнения в Беринговом море являются следующие:

1) наличие блокирующего антициклона с разностью давления в системе „циклон—антициклон" в среднем 60—65 гПа при среднем месячном значении σ = 16 гПа. Максимальная разность составляет за исследуемый период 105 гПа, минимальная — 40 гПа;

2) градиент давления в зоне стихийного волнения составляет 7,5 гПа на 1° меридиана при σ = 1,3 гПа на 1° меридиана. Максимальное значение 10 гПа на 1°, а минимальное — 5 гПа на 1°;

3) средняя глубина циклона составляет 965 гПа при σ = 15 гПа. Минимальная глубина циклона 995 гПа, максимальная — 926 гПа.

Как уже отмечалось выше, при таких условиях возникает 75—80 % случаев стихийного волнения. Это можно считать нормальными условиями развития такого волнения. В 20—25 % случаев имеются определенные отклонения от этой схемы. Обычно при отсутствии блокирующего антициклона стихийное волнение развивается в тылу быстро движущегося циклона. В том случае, когда антициклон расположен в Тихом океане, схема развития иная. Таким образом, стихийное волнение — следствие сложных структурных взаимодействий

Таблица 35.1

Сведения о стихийном волнении (8 м и более) на акватории Берингова моря

Год	Начало явления		Окончание явления		Продолжительность, ч	Высота волн, м	Район моря	Ветер		Разность температур „вода—воздух", °С
	дата	срок, ч (время мск)	дата	срок, ч (время мск)				скорость, м/с	направление	
1966	11 II	03	11 II	09	6	8,0	Юг центральной части	25	ЮЗ	—
	25 II	03	27 II	21	60	12,0	Юго-восток	26	ЗЮЗ	—
1967	19 IV	09	19 IV	15	6	8,0	Юг	20	ЮЗ	—
	26 X	21	27 X	21	24	8,5	Центр, восток	17	Ю	—
1968	14 II	15	16 II	03	36	10,0	Северо-запад	28	СВ	—
	29 X	03	29 X	21	18	9,0	Запад	22	ВЮВ	—
	7 XI	21	9 XI	21	48	8,0	Восток	22	С	—
	15 XI	09	16 XI	09	24	10,0	Центр, восток	28	СВ	—
	16 XII	21	17 XII	21	24	9,0	Юго-восток	25	З	—
1969	30 I	03	31 I	03	24	9,0	Юг, юго-запад	38	ЮЗ	—
	5 II	03	5 II	21	18	12,0—13,0	Центр	35	СВ	—
	6 IV	15	7 IV	09	18	13,0	Юго-запад	25—30	С	—
1970	4 III	09	6 III	09	48	9,0	Центр	24	ВСВ	1,0
	9 III	21	10 III	03	6	9,0	Юго-запад	20	СВ	—
	22 IV	21	23 IV	09	12	8,5	Юго-восток	25	ЗЮЗ	—
1972	16 X	03	16 X	21	18	8,5	Север	20	С	7,5
1973	4 I	03	4 I	09	6	8,5	Центр	25	ЮВ	−1,6
	4 II	05	4 II	21	16	10,0	Север	20	ЮВ	—
	23 III	03	23 III	09	6	8,0	Юг	20—25		—
	29 XI	18	30 XI	05	11	9,0	Северо-запад	25	ЮВ	0,2
	21 XII	03	21 XII	09	6	8,0	Север	23	С	0,2
	31 XII	00	31 XII	06	6	9,5	„	25	ЮЗ	0,5
1974	29 XI	09	29 XI	18	9	8,0	„	25	—	—
	22 XII	09	22 XII	18	9	11,0	„	37	СВ	—
1975	15 II	09	15 II	15	6	8,0	Юг	26	СЗ	—
	6 III	03	6 III	15	12	8,5	Центр, юго-восток	25	—	—
	13 III	21	13 III	24	3	8,0	„	25	Ю	8
	27 III	03	27 III	06	3	8,0	Юго-восток	20	СВ	1,1
	31 X	09	31 X	12	3	8,0	Северо-запад	30	СЗ	
	18 XI	18	19 XI	06	12	10,0	Все море	25	СЗ	4,2
	21 XI	15	22 XI	06	15	9,0	Юг	—	—	—
1976	4 I	21	5 I	05	8	8,0	Юго-восток	25	ЮВ	2,0
	2 IV	09	3 IV	03	18	9,0	Юг	20—25	С	—
	17 XI	03	17 XI	21	18	8,0	Север	22	СВ	2,1
	27 XI	21	28 XI	15	18	8,0	„	27	В	—
	8 XII	21	9 XII	03	6	9,0	„	35	В	7,6
1977	24 II	15	24 II	21	6	11,0	Юг	25	СЗ	—
	25 X	21	27 X	09	36	10,0	Юг, центр, запад	40	З	—
	27 XII	03	28 XII	03	24	10,0	Юго-восток	30	В	—
1978	3 I	03	3 I	21	15	8,0	Юг	30	В	—
	27 XII	21	28 XII	09	12	10,0	„	30	З	—
	30 XII	15	31 XII	06	15	10,0	Юго-запад	25—30	—	—
1979	29 I	15	2 II	09	60	10,0	Север, центр	40	СВ	3,8
	2 II	09	2 II	15	6	10,0	„	25	СВ	6,9
1981	23 XI	15	24 XI	09	18	11,0	Центр	30	СВ	—
	22 XII	03	22 XII	18	15	9,0	Юг, запад	32	СВ	—
1982	24 II	09	25 II	15	30	8,0	Юг	30	ЮВ	−0,6
	24 XI	03	26 XI	09	54	11,0	Северо-запад	25—30	В, ЮВ	1,8
1983	15 III	03	17 III	06	51	(14,0)	Запад	25	СВ	3,2
1984	8 II	03	10 II	03	48	10,5	Центр, юг	35	В, СВ	—
	5 IV	04	5 IV	16	12	8,0	Юго-восток, северо-запад	20	ЮЗ	—
	14 XI	03	15 XI	03	24	10,0	Юго-восток	35	ЮЗ	—
1985	4 XI	21	5 XI	15	18	10,0	Юго-запад	25	З, СЗ	—
	1 XII	21	2 XII	18	21	10,0	„	—	СЗ	—
1986	25 I	15	26 I	15	24	10,0	„	40	З	—
1987	1 IV	22	3 IV	04	32	12,0	Запад, юг, центр	40	З	—
1988	16 III	03	18 III	03	48	10,0	Запад	25	ЮВ	—
	13 XI	09	14 XI	09	24	9,0—12,0	Запад, северо-запад	32	ВЮВ	—

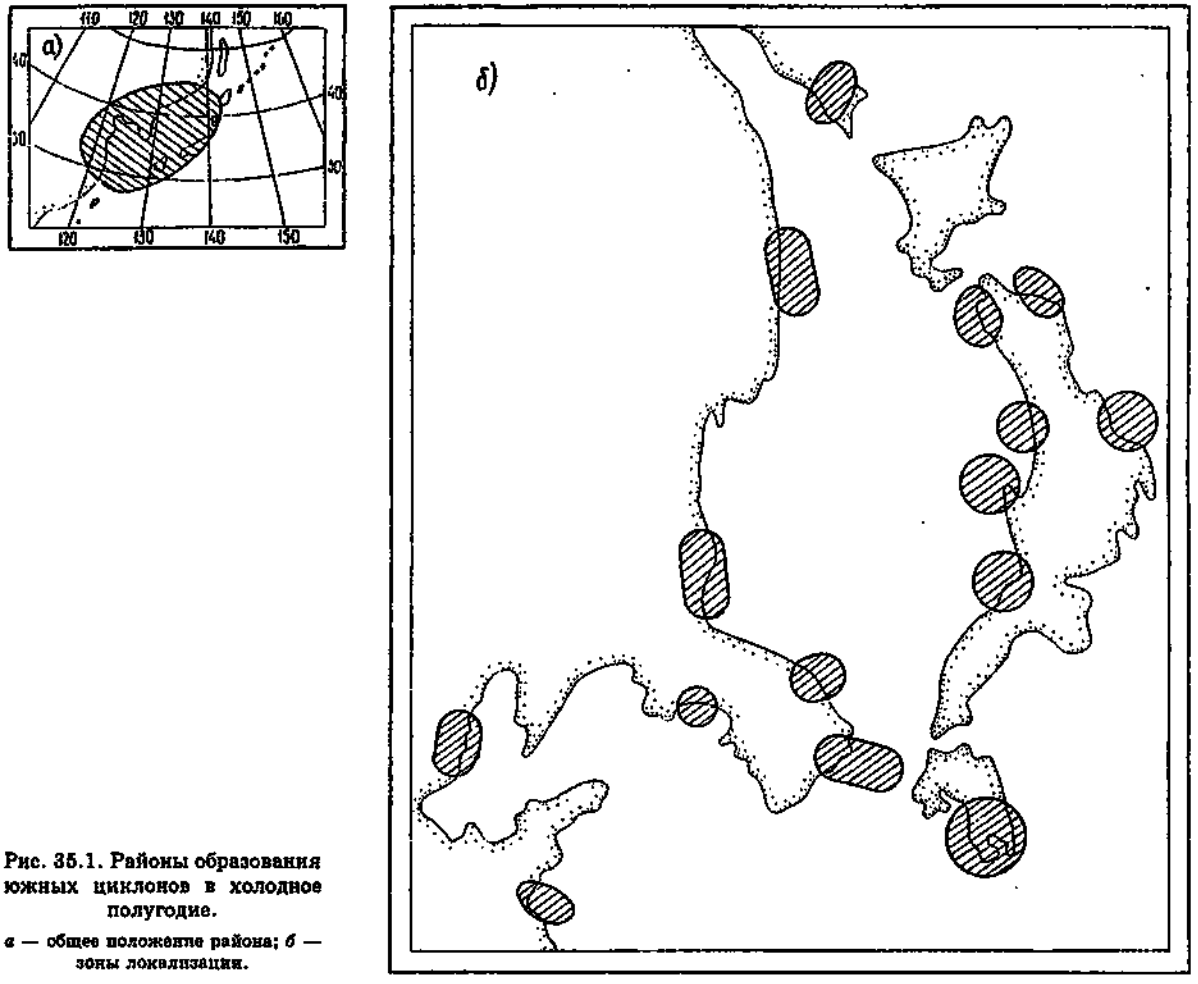


Рис. 35.1. Районы образования южных циклонов в холодное полугодие.

а — общее положение района; *б* — зоны локализации.

термобарических полей и водных масс. Более углубленное изучение причины явления — движения воздушных масс над водной поверхностью — поможет понять и следствие этого воздействия — ветровое волнение.

Средняя продолжительность периода, во время которого высоты волн превышают 8 м, составляет 20 ч при $\sigma = 15$ ч. Максимальная продолжительность составляет 60 ч, минимальная — 3 ч. Средняя скорость ветра в зоне стихийного волнения составляет 27 м/с при $\sigma = 5{,}8$ м/с. Максимальная скорость ветра 40 м/с, минимальная — 17 м/с. Средним можно считать 2—3 случая стихийного волнения в год. Максимально штормовым был 1975 г., когда число случаев достигло 7, а в 1971, 1980 гг. стихийное волнение не наблюдалось. В целом можно отметить, что 1973—1979 гг. были годами повышенной повторяемости стихийного волнения (рис. 35.2) на фоне общей штормовой активности моря. Стихийное волнение возникает в холодную половину года, т. е. с октября по апрель включительно. Кроме общей характеристики, следует остановиться на некоторых штормах отдельно.

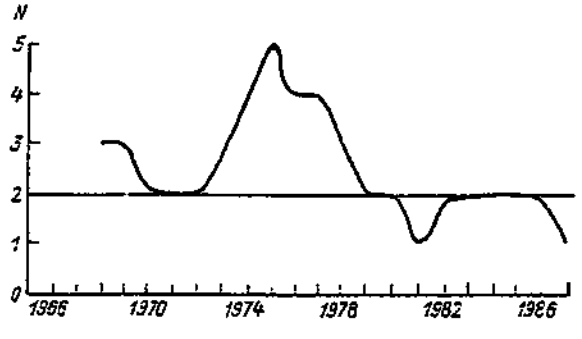
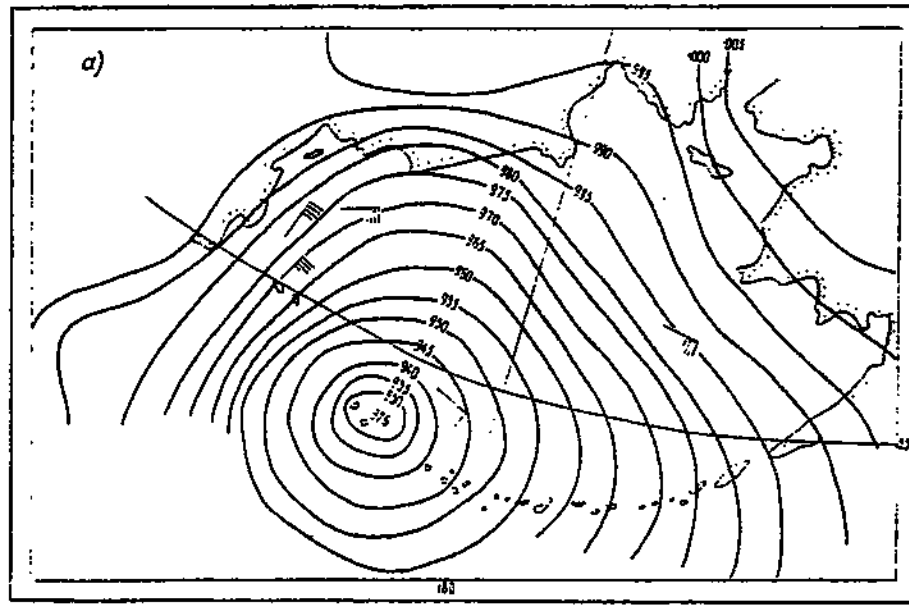
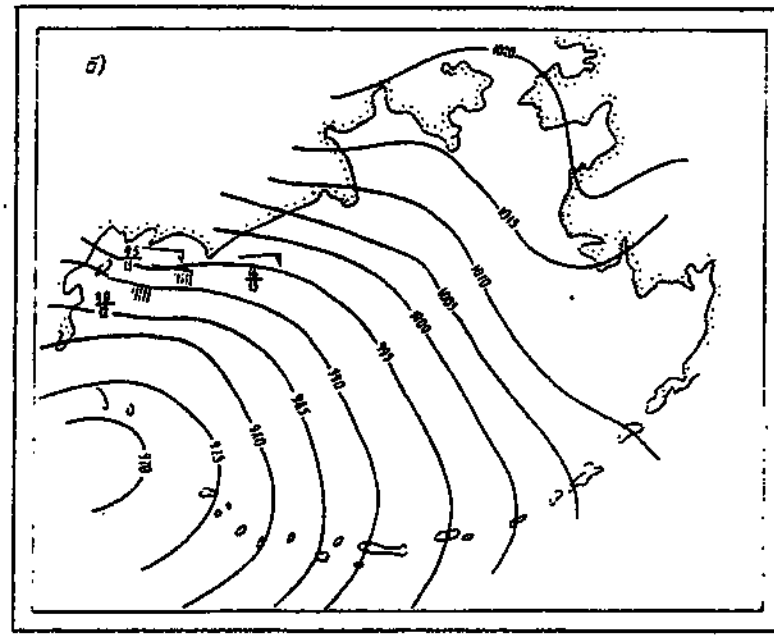


Рис. 35.2. Число случаев N стихийного волнения (осреднение по скользящим пятилеткам).

35.1. Штормы редкой повторяемости

Самый глубокий циклон за период 1949—1989 гг. вышел на Берингово море 21 декабря 1981 г. Циклон зародился в Желтом море 18 декабря в 09 ч (здесь и далее время московское). Затем он смещался через Японское море и Японию в северо-восточном направлении, интенсивно углубляясь. Скорость продвижения составляла 60—70 км/ч. За 12 ч до возникновения стихийного волнения глубина циклона была 926 гПа (рис. 35.3 *а*), атмосферные градиенты увеличились до 7 гПа на 1° меридиана. Максимальная высота волн составила 9 м. Циклон не имел препятствия для выхода и быстро перемещался со скоростью 30 км/ч и 25 декабря заполнился над Аляской. В период максимального развития циклон имел 14 замкнутых изобар, а 7 центральных изобар имели форму концентрических окружностей. Стихийное волнение развивалось в тылу циклона. Форма циклона и скорость его смещения не способствовали длительному сохранению поля волн.





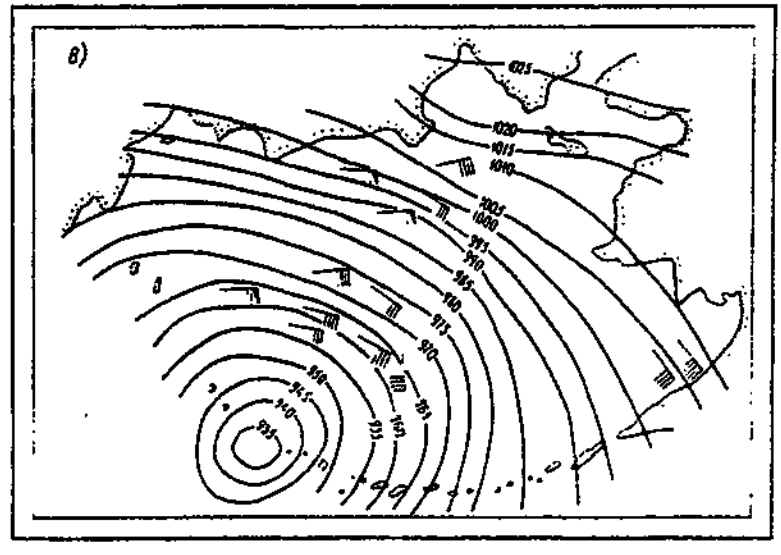


Рис. 35.3. Карта погоды за 15 ч 21 декабря 1981 г. (*а*), 15 ч 16 марта 1983 г. (*б*) и 16 ч 2 апреля 1987 г. (*в*) (время московское).

Циклон, в котором была зафиксирована максимальная высота волн, образовался в прибрежной зоне Желтого моря 11 марта 1983 г. и сместился южнее Кореи и Японских островов в Тихий океан, где он приобрел устойчивую северо-восточную составляющую. 13 марта он имел глубину 960 гПа и смещался со скоростью 60—70 км/ч. В его ложбине, вытянутой в северо-восточном направлении находился частный циклон (995 гПа) с центром у юго-восточного побережья Камчатки. Чукотка и восточный сектор Арктики были под влиянием мощного антициклона (1042 гПа). Скорость движения циклона уменьшилась до 30 км/ч. Частный циклон заполнился, а основной циклон замедлил движение и стационировал над западными Алеутскими островами с конца суток 14 марта. Стихийное волнение было отмечено в северо-западной части 15 марта в 03 ч. Дрейфовавшее судно отметило 15 марта в 15 и 21 ч высоту волн 10 м с периодом 12 с, 16 марта там же в 03 ч высота волн достигла 11,5 м при $\tau = 12$ с. Пика стихийное волнение достигло 16 марта в 09 ч (рис. 35.3 *б*), когда это же судно отметило высоту волн 14 м с периодом 13 с. После этого, судя по судовым сообщениям, рост волн прекратился, но стихийное волнение сохранялось еще почти сутки. Следует отметить исключительно ровный юго-восточный ветер скоростью 25 м/с в период с 15 ч 15 марта до 09 ч 16 марта.

Самым большим по охвату акватории был шторм в апреле 1987 г. Циклон образовался в Японском море и сместился по северо-западной части Тихого океана в Берингово море. В полночь 1 апреля, за 36 ч до начала явления, циклон с давлением в центре 985 гПа, находясь в стадии активного развития, располагался над районом со средними координатами 45° с. ш., 160° в. д. Скорость его перемещения на северо-восток составляла 50—60 км/ч. В середине ночи, 2 апреля, его центр, давление в котором упало до 954 гПа, находился над островами Алеутской гряды. В последующие 12 ч циклон замедлил свою скорость до 20—30 км/ч и углубился на 20 гПа. В полдень, 2 апреля, центр (934 гПа) располагался над южными районами Берингова моря. В тыл циклону распространялся гребень высокого давления, а на Аляске и в центральной части Тихого океана располагались антициклоны, гребни которых почти касались друг друга. Оказавшись зажатым в кольцо, глубокий циклон, некоторое время стационируя и углубляясь, медленно сместился на северо-запад и заполнился. Штормовые ветры отмечались на обширной акватории, градиенты давления достигали 8 гПа/(...°). Штормовая ситуация сохранялась в течение 32 ч. Стихийное волнение наблюдалось во всей западной части моря, включая переднюю часть циклона, тыл и всю его западную часть. Скорость ветра достигала 40 м/с (рис. 35.3 *в*).

Среди всего разнообразия штормов Берингова моря стихийное волнение может развиваться при выходе циклона на Берингово море по аномальным траекториям. Примером тому служит шторм 14—16 декабря 1968 г., когда циклон перемещался вдоль Алеутских островов с восточной части моря на западную. Таким образом, каждый жестокий шторм имеет свои особенности.

Приведенную в табл. 35.1 высоту волн 14 м нельзя считать предельно возможной, так как во многих жестоких штормах очаги самого штормового волнения остаются не освещенными судовыми донесениями. Сюда же стоит прибавить коррективы на достоверность и оценку их обеспеченности.

35.2. О максимальных высотах волн

В настоящее время практика поставила вопрос о предельно возможной в каком-то регионе высоте волн. Связано это с интенсивным развитием добычи нефти на шельфе и строительством гидротехнических сооружений. Из мировой практики добычи нефти известно, что повреждения и аварии этих сооружений связаны с штормовым волнением. Для решения задачи о предельно возможной высоте необходимо иметь регистрацию непрерывного ряда волн в течение длительного времени в какой-то точке. Так как волнографные наблюдения, как правило, отсутствуют, то решить этот вопрос возможно только расчетным путем. В ГОИНе разработана методика [9] получения функции распределения индивидуальных высот волн $\Phi(h)$ на основании режимного распределения $F(\bar{h})$.

Суть методики следующая. Пусть функция распределения высот волн аппроксимируется законом Вейбулла

$$F(\bar{h}) = \exp\left[-\alpha\left(\frac{h}{\bar{h}_{0,5}}\right)^{\gamma}\right], \qquad (35.1)$$

где $\alpha = \ln 2 = 0{,}693$; $\bar{h}_{0,5}$ — медианное значение средней высоты волн в режиме. Величина $\bar{h}_{0,5}$ отвечает значению вероятности превышения $F = 50$ %. Параметр γ определяется по формуле

$$\gamma = \frac{1{,}47}{\ln x_{0,05}}, \qquad (35.2)$$

где $x_{0,05} = \bar{h}_{0,05}/\bar{h}_{0,5}$; $\bar{h}_{0,05}$ — средняя высота волн, отвечающая вероятности превышения $F = 5$ %.

После того как два названных параметра найдены, функция $\Phi(h)$ записывается аналитически в виде

$$\Phi(h) = \exp\left[-\alpha\left(\frac{h}{h_{0,5}}\right)^{\beta}\right], \qquad (35.3)$$

где $h_{0,5} = c\bar{h}_{0,5}$. Значения параметров β и c зависят от величины γ и табулированы в [9].

Значения математического ожидания максимальной высоты вычисляются по формуле

$$h_m = h_{0,5}\left(\frac{1}{\alpha}\ln\frac{N}{0{,}562}\right)^{1/\beta}; \qquad (35.4)$$

$$N = \frac{nk\Phi(h_0)}{\langle\bar{\tau}\rangle}, \qquad (35.5)$$

где $k = 3{,}15 \cdot 10^7$ — число секунд в году; $\langle\bar{\tau}\rangle$ — средний период волн в режиме; h_0 — высота, при непревышении которой поверхность моря можно считать штилевой ($h_0 = 0{,}1$ м).

Значения индивидуальных высот волн h_m (м) и их доверительных

n лет	I			II			III			IV			V			VI		
	h_e	h_m	h_u	h_e	h_m	h_u	h_e	h_m	h_u	h_e	h_m	h_u	h_e	h_m	h_u	h_e	h_m	h_u
																		Западная
1	18	20	25	16	19	24	18	21	26	13	14	17	8	9	10	11	13	16
5	19	21	26	17	20	25	19	22	27	13	14	18	8	9	10	11	13	16
10	20	23	27	18	21	25	20	23	28	13	15	18	8	10	11	12	14	17
20	21	24	28	20	23	27	22	25	30	14	16	19	9	11	12	12	15	18
50	22	26	29	21	24	28	23	26	31	15	17	20	10	11	13	13	16	19
100	24	27	31	23	25	30	25	28	33	16	18	21	11	12	14	15	17	20
																		Юг
1	16	19	24	14	16	20	16	19	25	12	15	20	9	10	15	9	10	12
5	17	20	25	15	17	21	17	20	26	13	16	21	9	10	15	9	10	12
10	18	21	26	16	18	22	18	21	27	15	18	23	10	11	16	9	10	12
20	19	21	27	17	19	23	20	23	29	16	19	25	11	12	14	10	11	13
50	21	23	29	18	20	24	22	25	31	18	21	26	13	14	19	10	12	13
100	23	26	32	19	21	25	24	27	33	19	22	28	14	15	20	11	12	14
																		Центральная
1	19	13	23	15	17	20	16	18	22	16	18	21	11	12	13	12	14	16
5	21	17	25	18	18	21	17	19	23	16	18	21	12	13	14	12	14	16
10	22	18	26	19	19	22	18	20	24	17	19	22	13	14	15	13	15	17
20	23	19	26	20	20	23	19	21	25	18	20	23	14	15	16	14	16	18
50	24	22	27	21	21	24	20	22	26	19	21	24	15	16	17	15	17	19
100	25	23	28	22	22	25	21	23	27	20	22	25	15	17	18	16	18	20
																		Восточная
1	15	17	21	14	16	19	16	18	21	17	20	25	18	16	20	12	14	17
5	16	18	20	15	17	19	16	18	22	18	20	26	14	17	20	12	14	17
10	17	19	22	16	18	20	17	19	22	19	22	27	15	18	21	13	15	18
20	18	20	23	17	18	21	18	20	23	21	24	29	16	19	22	14	16	19
50	20	22	25	18	19	23	19	21	24	23	26	30	18	21	24	15	17	20
100	21	23	27	19	20	25	20	22	25	25	27	32	19	21	25	16	18	21
																		Северная
1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9	11	15
5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	12	16
10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11	13	17
20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12	14	18
50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13	15	19
100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14	16	20

Вероятностные пределы вычисляются по формулам

$$h_u = h_{0,5}\left(\frac{1}{\alpha}\ln\frac{N}{0{,}016}\right)^{\frac{1}{\beta}}; \qquad (35.6)$$

$$h_e = h_{0,5}\left(\frac{1}{\alpha}\ln\frac{N}{3{,}96}\right)^{\frac{1}{\beta}}. \qquad (35.7)$$

В данной части работы для расчета параметров h_m, h_u, h_e использованы результаты, полученные для составления атласа [1], и частично данные атласа [2].

При составлении атласа [1] использован архив синоптических карт за 1969—1978 гг. и архив попутных судовых наблюдений за волнением в 1960—1978 гг. (250 тыс. наблюдений). Типизация штормовых процессов и расчет волн по барическим полям выполнены для ситуаций, в которых скорости ветра превышали 15 м/с. Обеспеченность высот волн 12,5 %.

Во втором атласе [2] режимные характеристики рассчитаны за 1966—1975 гг.

Следует отметить, что в 1966—1975 гг. была пониженная циклоническая активность (табл. 35.2), в результате этого факта и занижения расчетных скоростей ветра режимные характеристики имеют тенденцию к занижению. К тому же атлас составлен только для западной части моря. На основании этих двух атласов и табличных материалов, полученных при их составлении, рассчитаны максимальные высоты волн. Расчеты относятся лишь к глубоководной части моря. По приведенным в работе [12] данным, возможная 1 раз в 100 лет высота волн на востоке центральной части моря составляет 30,5 м, а на северо-западе — 26 м. Заметим, что эти данные не противоречат помещенным в табл. 35.2 высотам.

Таблица 35.2

интервалов h_e, h_u (м), возможные 1 раз в n лет

VII			VIII			IX			X			XI			XII		
h_e	h_m	h_u	h_e	h_m	h_u	h_e	h_m	h_u	h_e	h_m	h_u	h_e	h_m	h_u	h_e	h_m	h_u
часть моря																	
11	13	16	15	17	22	17	19	24	17	20	24	16	18	22	16	18	22
11	14	16	16	18	23	18	20	25	18	21	25	17	19	23	16	18	22
12	14	17	17	19	24	19	21	26	19	22	26	18	20	24	16	19	23
13	15	18	18	20	25	20	22	27	20	23	27	19	21	25	17	20	24
14	16	19	20	22	26	21	24	29	22	25	29	20	22	26	18	22	25
15	17	20	21	23	27	22	25	30	23	26	30	21	23	27	18	23	26
9	9	15	8	9	12	14	16	21	16	18	23	16	18	24	18	20	26
9	9	15	8	9	12	15	17	22	17	19	24	17	19	25	19	21	27
10	10	16	9	10	13	16	18	23	18	20	25	18	20	26	20	22	28
12	12	18	10	11	14	17	19	24	19	21	26	19	21	25	21	23	29
13	13	20	11	12	15	19	20	25	20	22	27	21	23	27	22	24	30
14	14	21	12	13	16	20	21	26	22	23	28	23	25	32	24	26	32
часть																	
12	13	16	12	14	17	16	18	22	17	19	23	17	19	23	14	17	22
12	13	16	12	14	17	16	18	22	17	19	23	18	20	23	15	18	23
13	14	16	13	15	18	17	19	23	18	20	24	19	21	24	16	19	24
13	15	17	14	16	19	18	20	24	19	21	25	25	22	25	18	21	26
14	16	18	15	17	20	20	22	26	21	23	27	21	23	26	20	22	27
15	17	19	16	18	21	21	23	27	22	24	28	22	24	27	22	24	29
часть																	
11	13	16	15	18	22	14	16	20	16	18	21	16	19	24	17	21	27
12	13	16	16	18	22	15	17	20	16	18	21	17	20	25	19	24	29
13	13	17	17	19	23	16	18	21	17	19	22	18	21	26	21	25	31
14	14	18	18	20	25	17	19	22	18	20	23	20	23	27	22	27	32
15	16	20	19	21	26	19	20	24	20	22	25	22	25	29	24	29	34
16	17	21	20	23	27	20	21	25	21	22	26	23	26	31	26	30	36
часть																	
9	11	14	11	13	16	14	17	22	14	17	21	16	18	24	14	17	21
9	12	14	12	14	16	15	18	23	15	16	22	17	19	25	15	18	22
10	13	15	13	15	17	16	19	24	16	18	23	18	20	26	16	19	23
11	14	16	14	16	18	17	21	26	17	19	24	19	21	27	17	20	24
12	15	16	15	17	20	19	22	28	19	21	26	21	23	29	19	21	26
13	15	17	16	18	21	20	23	29	20	23	28	22	25	31	20	22	27

36. Волнение в прибрежной зоне

Океанографические исследования ведутся на побережье всего Мирового океана, но прибрежные воды достаточно сильно отличаются от глубоководных районов.

Ветровое волнение — явление общее для открытой акватории моря и для прибрежных вод. Но по мере продвижения волн на мелководье все большее влияние дна приводит к их значительным изменениям вплоть до разрушения. В некоторых районах высвобожденная энергия волн может приводить в движение огромные массы пляжевого материала или оказывать силовое воздействие на природные и искусственные объекты.

Существующая морская береговая сеть слагалась в различные годы для решения различных задач. В последние десятилетия увеличение числа научно-оперативных и научно-производственных задач способствовало росту новых видов и объемов работ. Особенно остро проявилась потребность в информации о временном и пространственном распределении экстремальных значений гидрометеорологических параметров в прибрежной зоне. Связано это, в частности, с освоением шельфа дальневосточных морей и возведением крупных объектов народного хозяйства на побережье. В решении этой комплексной проблемы существенны многие факторы, и одним из важнейших является эффективная система сбора натурных данных о состоянии и изменчивости прибрежной морской среды под влиянием природных и антропогенных факторов.

Существующая ныне на побережье Берингова моря сеть гидрометеорологических станций несет большую нагрузку по обеспечению региона информацией, требования к качеству которой возрастают, в то время как происходит инволюция самой сети. Прогностические органы работают в режиме дефицита как качественной, так и количественной

достаточности информации. Хотя в последние годы появились глобальные наблюдательные системы (спутники, морские автоматические буи), но уровень локальных методов наблюдения остается на стадии 40-х годов, только с меньшей по численности сетью станций.

На побережье Берингова моря станции расположены в среднем через 350 км.

Пункты наблюдения расположены преимущественно в бухтах и имеют главной целью обслуживание народнохозяйственных запросов и потому отражают лишь специфические особенности режима локальных акваторий. Для характеристики мористой части репрезентативны, как известно, показания мысовых, островных и расположенных на прямолинейных обрывистых берегах станций. Примером тому служат наблюдения на ГМС Преображенское, расположенной на о. Медный со стороны Берингова моря, где даже в августе наблюденная высота волны составила 10 м (1939 г.) при северо-восточных ветрах. Исходя из этого, можно заключить, что и летние волновые процессы в Беринговом море идут интенсивно. Закрытие этой станции ведет к большой потере информации. Следует отметить, что в наблюдениях имеется много перерывов.

Все действующие в настоящее время волномерные пункты улавливают только эхо штормов, приходящих туда в виде зыби. В табл. 36.1 приведены соотношения ветрового волнения и зыби на некоторых станциях. Наблюдения у берега не всегда отражают истинное соотношение между ветровыми волнами и зыбью в прилегающей части открытого моря. Зачастую это обстоятельство объясняется рефракцией волн у берега и другими эффектами (в частности тем, что наблюдения иногда относятся к малым глубинам).

По данным на 1985 г., наблюдения за волнением проводились на 14 гидрометеорологических станциях и постах, расположенных на побережье Берингова моря. В табл. 36.2 помещены сведения о станциях, на которых проводятся волномерные наблюдения. Ниже дана характеристика некоторых ГМС.

О. Ратманова — разряд II, открыта в 1940 г. Станция расположена на северной оконечности о. Ратманова, длина которого 7 км, ширина 3,5 км. Наблюдение за волнением моря производится визуально со скалы, в 50 м к востоко-северо-востоку от жилого дома станции. Высота пункта 17,0 м над нулем поста. Сектор свободного подхода волн от севера до востока через северо-восток. Высота волн определяется на расстоянии 1 км от уреза воды. Глубина в месте наблюдений 15—20 м.

Эгвекинот — разряд II, открыта в 1947 г. Станция расположена на юго-восточной окраине поселка с тем же названием. Район, прилегающий к береговой полосе, — горный, высота гор 400—600 м. Бухта Эгвекинот вытянута с юга на север, длина ее 16,2 км, ширина 2,5 км. Дно бухты каменистое и песчано-галечное, в северной части илистое.

Наблюдение за волнением производится визуально с пирса. Высота пункта 5,5 м над средним уровнем моря. Дальность видимого горизонта 10,2 км. Сектор свободного подхода волн от севера до юга через восток. Высота волн определяется на расстоянии 150—200 м от уреза воды. Глубина в месте наблюдений 20—25 м.

Анадырь — разряд I, открыта в 1926 г. Пост расположен в г. Анадырь, в морском порту. Берег в

Таблица 36.1

Повторяемость (%) ветрового волнения (числитель) и зыби (знаменатель)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	X	XII
Апука	46 / 54	43 / 57	52 / 48	62 / 40	57 / 43	53 / 47	53 / 47	47 / 54	48 / 52	44 / 56	44 / 56	48 / 52
Красная	16 / 83	16 / 84	31 / 69	17 / 83	2 / 98	2 / 98	3 / 97	3 / 97	5 / 95	3 / 97	1 / 99	5 / 95
Топата-Олюторская	14 / 86	43 / 57	50 / 50	24 / 76	17 / 83	15 / 85	15 / 85	13 / 87	8 / 92	14 / 86	8 / 92	6 / 94
Мыс Озерной	11,5 / 88,5	3 / 97	5 / 95	21 / 79	18 / 82	24 / 76	25 / 75	31 / 69	29 / 71	26 / 74	24 / 76	23 / 77

Таблица 36.2

Сведения о волномерных пунктах

Станция	Год открытия	Период наблюдений, годы	Примечание
Преображенское (о. Медный)	1926	1926—1970	Закрыта в 1970 г.
Мыс Африка	1939	1941—1990	—
Мыс Озерной	1954	1955—1990	—
Ука	1927	1940—1958	Закрыта в 1958 г.
Ивашка	1959	1960—1964	Закрыта в 1964 г.
о. Карагинский	1927	1929—1968	Закрыта в 1968 г.
Оссора	1942	1950—1990	—
Анапка	1955	1956—1990	—
Корф	1922	1932—1990	—
бух. Лаврова	1930	1965—1990	—
Апука	1927	1939—1990	—
Топата-Олюторская	1952	1953—1988	Закрыта в 1988 г.
Красная (Наталии)	1962	1963—1990	—

районе поста невысокий, незначительно изрезан. Изобата 10 м проходит на расстоянии 750 м от берега. Наблюдение за волнением моря производится визуально, с площадки осветительной мачты, установленной в районе нового причала. Высота пункта 11,9 м над средним уровнем моря. Дальность видимого горизонта 14,0 км. Сектор свободного подхода волн от северо-запада до северо-востока через север. Сектор от северо-востока до юго-запада через восток перекрывается береговой чертой. Высота волн определяется на расстоянии 300 м от уреза воды. Глубина в месте наблюдений 10 м.

Угольная — разряд II, открыта в 1944 г. Станция расположена на западном побережье Анадырского залива, в бух. Угольной. Берега бухты преимущественно ровные, полностью лишены растительности. На расстоянии 0,5—0,7 км от берега начинается тундра. Пятиметровая изобата проходит на расстоянии 0,8—1,2 км от берега, изобата 10 м — в 2,5—3,0 км.

Волномерный пункт расположен непосредственно на эстакаде пирса в 30 м от берега в сторону моря. Высота пункта 12,8 м. Глубина бухты в районе наблюдений 7 м, рельеф дна ровный. Имеющийся волномер не используется для наблюдений. Сектор свободного подхода волнения от востока-юго-юго-востока до юго-юго-запада через юг. Волнение очень затрудняет работу порта. Морской порт расположен в восточной части бухты. Все морские суда разгружаются на расстоянии 7—10 км от берега (из-за малых глубин). При продолжительных северных ветрах в бухте появляется юго-восточная зыбь. Когда ветер меняет северное направление на южное, волнение в бухте достигает максимального значения 7 баллов.

Бух. Гавриила — разряд II, открыта в 1944 г. Станция расположена на западном побережье бух. Гавриила Анадырского залива на песчано-галечной косе, разделяющей бух. Гавриила и лагуну Орианда. Ширина косы от 0,7—0,8 до 2 км, длина — 9 км. Изобата 5 м проходит на расстоянии 400—700 м от берега.

Наблюдения за волнением моря производятся визуально с площадки, расположенной на крыше жилого дома. Высота пункта 8,5 м над средним уровнем моря. Сектор свободного подхода волн от северо-востока до юго-востока через восток. Высота волн определяется на расстоянии 600 м от уреза воды. Глубина в месте наблюдения 5 м.

Красная — разряд II, открыта в 1962 г. Станция расположена в 12 км к северо-востоку от бух. Наталии Берингова моря. Местность вокруг станции холмистая. Изобата 20 м проходит на расстоянии 2 км от берега. Величина прилива достигает 2 м.

Наблюдение за волнением моря производится полуинструментально по волномеру-перспектометру (ГМ-12) из ледоволномерного павильона на вышке, установленной в 80 м к юго-востоку от метеоплощадки. Высота окуляра волномера 17,7 м над средним уровнем моря. Дальность видимого горизонта 16,2 км. Сектор свободного подхода волн от востоко-северо-востока до юго-юго-запада через восток. Тип и направление распространения волн определяются за пределами прибойной зоны в секторе обзора. Высота и период волн определяются на расстоянии 300 м от уреза воды. Глубина в месте наблюдений 12 м.

Топата-Олюторская — разряд II, открыта в 1952 г. Станция расположена в 55 км к северо-востоку от южной оконечности м. Олюторского на берегу бух. Вэй-Мэнтол. Изобата 10 м проходит на расстоянии 300 м от берега, затем глубина резко увеличивается.

Наблюдения за волнением моря производятся визуально из ледоволномерного павильона, в 500 м от метеоплощадки, в 50 м от уреза воды. Высота пункта 6,5 м над средним уровнем моря. Дальность видимого горизонта 10,9 км. Сектор свободного подхода волн от востока до юго-запада через юг. Тип и направление распространения волн определяются за пределами прибойной зоны. Высота и период волн определяются на расстоянии 150 м от уреза воды с использованием вехи. Глубина в месте наблюдений 10 м.

Апука — разряд II, открыта в 1927 г. Станция расположена в пос. Апука на песчано-галечной косе, отделяющей приустьевую часть р. Апуки от Олюторского залива Берингова моря. Ширина косы 200—250 м, длина 8 км. Морской берег к востоку от станции низменный, к западу — обрывистый. Изобата 5 м проходит на расстоянии 300—400 м от берега.

Наблюдения за волнением моря производятся полуинструментально по волномеру-перспектометру (ГМ-12) из ледоволномерного павильона, установленного в 150 м от метеоплощадки, в 30 м от уреза воды. Высота окуляра волномера 12,1 м над средним уровнем моря. Дальность видимого горизонта 13,4 км. Сектор свободного подхода волн от юго-востока до западо-северо-запада через юг. Тип и направление распространения волн определяются за пределами прибойной зоны. Высота и период волн определяются на расстоянии 300 м на юго-юго-запад от ледоволномерного павильона. Глубина в месте наблюдений 5 м.

Мыс Озерной. Станция расположена на берегу северной части зал. Озерного в 350 м от побережья. Берег в районе станции отмелый, глубины по мере удаления увеличиваются. Береговая полоса в районе станции прямолинейна. Изобата 5 м проходит на расстоянии 1,0—1,3 км от берега.

Наблюдения за волнением моря производятся визуально с пункта наблюдений за температурой воды. Тип и направление распространения волн определяются за пределами прибойной зоны в секторе обзора с помощью бинокля. Глубина в месте наблюдений 2 м.

Как можно заключить из описания станций, наиболее достоверны наблюдения за волнением на ГМС Красная. Наблюдения на остальных станциях вызывают сомнения в связи с тем, что наблюденные значения высот волн часто превышают значения глубин в месте наблюдения. Визуальный характер наблюдений и размещение пунктов наблюдений в мелководных бухтах не позволяют составить представление о режиме не только глубоководной, но и прибрежной части Берингова моря.

Как следует из табл. 36.3, на северном и западном побережье наиболее активны осенние штормовые процессы, так как зимой рост волн сдерживается ледоставом.

Наиболее полное представление о режиме волнения можно составить на станциях Красная, Топата-Олюторская. В Камчатском УГМС рядом со-

Таблица 36.3

Максимальные высоты ветровых волн $h_{3\%}$, м

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
о. Ратманова	—	0,8	1,0	0,5	2,5	2,5	2,5	3,0	6,0	5,0	3,5	—
Анадырь	—	—	—	—		1,5	2,0	2,4	2,0	3,0	1,3	—
бух. Угольная	—	—	—	0,8	1,5	2,0	2,5	2,5	3,0	3,0	3,5	2,0
бух. Гавриила	—	—	—	2,0	1,5	4,0	3,0	3,0	4,0	3,5	3,0	2,5
Красная	0,4	1,0	0,2	0,8	2,0	0,8	1,2	1,6	2,2	2,1	2,2	0,2
Топата-Олюторская	0,2	0,2	0,3	2,5	3,5	1,3	1,4	2,0	2,3	4,0	4,2	2,5

трудников проведена статистическая обработка материалов наблюдений за ветровым волнением и зыбью для этих станций.

Сопоставление максимальных высот и периодов волн зыби может вызвать сомнение в достоверности наблюденных значений, но, исходя из сопоставления данных табл. 36.4 и 36.5, можно заключить, что сюда приходит зыбь от очень сильных штормов. Такие штормы обычно вызываются циклонами, выходящими на Берингово море с Охотского моря через Камчатку.

У побережья ГМС Красная в течение всего года преобладающее направление волнения юго-восточное, а с апреля по декабрь сюда добавляется восточное. Штили практически отсутствуют. Во все месяцы волны максимальной высоты имеют юго-восточное направление.

У ГМС Топата-Олюторская в течение всего года преобладает южное и юго-восточное направление, только в феврале превалирует западное. В январе—апреле высоты волн не превышают 2,5 м, а в мае, октябре—декабре — около 3 м. Максимальные высоты составляют 4,5 м. Во все месяцы максимальное волнение развивается при юго-восточном ветре. Штилей очень мало, с сентября по апрель они практически отсутствуют, самый спокойный месяц — июль.

На северо-западном побережье моря наибольшие высоты волны зыби наблюдались при глубинах 10—12 м и достигали 7,6—8,0 м (табл. 36.4—36.6).

Таким образом, северо-западное побережье лежит в области мощного воздействия зыби, поступающей из глубоководной части Берингова моря. В заключение следует отметить, что существующая сеть станций, на которых проводятся наблюдения за волнением, нерепрезентативна и нуждается в коренной реорганизации.

Таблица 36.4

Максимальные высоты волн зыби h (м) (числитель) и их направление α (знаменатель)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Красная	4,5 / ЮВ	2,6 / ЮВ	3,4 / ЮВ	3,5 / ЮВ	4,1 / ЮВ	5,6 / Ю	2,6 / ЮВ	3,9 / ЮВ	2,9 / ЮВ	7,6 / ЮВ	5,0 / ЮВ	3,5 / ЮВ
Топата-Олюторская	3,5 / ЮВ	2,8 / ЮВ	2,4 / ЮВ	2,3 / ЮВ	6,0 / ЮВ	2,5 / ЮВ	3,2 / ЮВ	2,5 / ЮВ	4,1 / Ю	8,0 / ЮВ	7,0 / ЮВ	4,9 / ЮВ

Таблица 36.5

Максимальные значения периодов зыби τ (с) (числитель) и их направление α (знаменатель)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Красная	9,0 / ЮВ	8,9 / Ю	8,4 / ЮВ	9,9 / ЮВ	11,6 / ЮВ	9,5 / ЮВ	9,1 / ЮВ	9,5 / В	9,2 / ЮВ	9,9 / В	9,6 / В	8,4 / Ю
Топата-Олюторская	9,4 / ЮВ	8,8 / ЮВ	7,6 / Ю	11,4 / Ю	11,4 / Ю	11,5 / Ю	10,4 / Ю	9,8 / ЮВ	18,3 / Ю	15,3 / Ю	17,6 / ЮВ	—

Таблица 36.6

Максимальная повторяемость P (%) (числитель) зыби по направлениям α (знаменатель)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Апука	40,7 / ЮЗ	48 / ЮЗ	41 / ЮЗ	31 / ЮЗ	34 / ЮЗ	39 / ЮЗ	39 / ЮЗ	42 / ЮЗ	40 / ЮЗ	41 / ЮЗ	44 / ЮЗ	40 / ЮЗ
Красная	58,0 / ЮВ	69,0 / ЮВ	53,4 / ЮВ	63,1 / ЮВ	64,7 / ЮВ	64,0 / ЮВ	64,8 / ЮВ	58,6 / ЮВ	60,0 / ЮВ	58,0 / ЮВ	66,0 / ЮВ	70,7 / ЮВ
Топата-Олюторская	71,9 / ЮВ	31,8 / ЮВ	52,0 / ЮВ	40,5 / ЮВ	51,5 / ЮВ	52,6 / ЮВ	45,9 / ЮВ	56,6 / ЮВ	58,1 / ЮВ	56,8 / ЮВ	69,6 / ЮВ	—

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К Ч. VIII

1. Атлас опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства гидрометеорологических явлений. Японское, Охотское и Берингово моря // Государственный комитет СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды. Министерство рыбного хозяйства СССР. Министерство обороны СССР. — Л.: ГУНИО МО, 1980. — 251 с.

2. Ботьянов В. Е. Атлас типовых полей ветра и ветрового волнения шельфовой зоны Камчатки. — Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД, Петропавловск-Камчатский, 1987. — 198 с.

3. Ветер и волны в океанах и морях. Справочные данные. — Л.: Транспорт, 1974. — 359 с.

4. Воронина В. Ф. Атлас ежемесячной повторяемости (в днях) циклонов у земли. — Владивосток, 1988. — Ч. I. 159 с.; Ч. II. 170 с.

5. Давидан И. Н., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. Ветровое волнение в Мировом океане. — Л.: Гидрометеоиздат, 1985. — 256 с.

6. Кошинский С. Д. Режимные характеристики сильных ветров на морях Советского Союза. Ч. II. Север Японского, Охотского и Берингова морей. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 391 с.

7. Макова В. И. Методика расчета полей ветра по полям атмосферного давления // Труды ГОИН. — 1989. — Вып. 185. — 155 с.

8. Матушевский В. Г. Оценка энергозапасов ветрового волнения в морях СССР. — 1982. — Деп. во ВНИИГМИ—МЦД. № 145, ГМ-Д-82.

9. Методические указания. Расчет режима морского ветрового волнения. — М., 1972. — Вып. 42. — 92 с.

10. Наставление по службе прогнозов. Разд. 3, ч. III. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982. — 143 с.

11. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Вып. 5, ч. II. — Л.: Гидрометеоиздат, 1988. — 174 с.

12. Utt M., Signorini S., Rose F. Extreme waves estimated for Navarin basin base // Ocean Ind. — 1985. — Vol. 20, N 10. — P. 57—63.

Часть IX. ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ БЕРИНГОВА МОРЯ И МЕТОДЫ ИХ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Берингово море является самым северным и соответственно самым суровым морем дальневосточного бассейна. В связи с этим планирование и проведение морских операций во многом зависят от знания ледовой обстановки и возможности ее прогнозирования.

37. Состояние изученности

Вопросами исследования ледового режима в Беринговом море занимались В. Л. Цуриков (1960), Г. М. Бирюлин, Л. П. Якунин и другие [2, 17], в работах которых выявлены черты межгодовой и многолетней изменчивости основных характеристик, определены вероятностные границы распространения льда в море, проведен ряд работ, детализирующих положение отдельных ледовых параметров.

Из исследований прогностического направления необходимо отметить работы А. К. Леонова [9], Е. М. Саускан [16], А. Н. Крындина [8], А. И. Арикайнена [1], занимавшихся поиском связей ледовых условий с комплексом гидрометеорологических факторов. Ими получены методы прогноза ледовых фаз по пунктам моря и его ледовитости.

Противофазность процессов эволюции ледовых условий в Беринговом и Охотском морях, а также их связь с характером крупномасштабной циркуляции над Дальним Востоком выявил Г. М. Бирюлин [2]. Эти закономерности приводят к возможности создания комплексного метода прогноза ледовых условий, пригодного для обоих морей.

Предвычислениям положения кромки льда посвящены работы Н. П. Булгакова [3], Г. М. Бирюлина, Л. П. Якунина [17]. Некоторые перспективы намечаются и в области вероятностного прогноза кромки льда в море, проводимого с учетом данных о чередовании форм атмосферной циркуляции над II естественным синоптическим районом [12].

По отдельным районам Берингова моря предпринималась попытка применения для прогноза кромки льда физико-статистической схемы, при этом в качестве предикторов использовались поля приземного атмосферного давления и геопотенциала H_{500}. Однако для практического использования этой схемы необходимо дальнейшее совершенствование ее с учетом ряда региональных особенностей.

Из зарубежных исследований в первую очередь следует отметить попытку разработать метод прогноза положения кромки льда в восточном секторе Берингова моря. Использованный подход в целом не отличается от аналогичных отечественных разработок [1, 8, 12].

Другие работы зарубежных авторов посвящены вопросам построения функции распределения движения льда в зал. Нортон, а также эволюции ледовых процессов в восточной части Берингова моря [22—24].

В существующих исследованиях детальные проработки, как правило, связаны с локальными прибрежными районами. Кроме того, в них мало внимания уделялось анализу полей ледовых характеристик (сплоченность, возраст, формы), представлению и рассмотрению структуры этих полей.

В настоящей работе обобщены и систематизированы материалы предшествующих исследований. Отдельные вопросы предлагаемого обобщения в силу ряда объективных причин, главная из которых — отсутствие данных, проработаны недостаточно полно. Это относится прежде всего к проблеме изучения физико-механических свойств льда, к вопросам выявления механизма сжатия и разрежения, а также дрейфа льда.

38. Характеристика использованных материалов

В данной работе обобщены и систематизированы материалы наблюдений за ледяным покровом, основными из которых являются данные ледовых авиаразведок, регулярно проводившихся с 1960 г. Привлекались также прибрежные ледовые наблюдения гидрометеорологических станций и постов, данные, полученные с транспортных судов и ледоколов, и спутниковые снимки ледяного покрова, получаемые с 1981 г. с ИСЗ „Метеор", NOAA, „Метеор—Природа", „Океан", „Космос" и др.

Для представления полей ледовых элементов акватория Берингова моря была разделена на 119 сравнительно однородных районов (рис. 38.1), размеры которых составили 2° по долготе и 1° по широте. В местах резкой смены ледовых характеристик (прибрежная зона) площади районов уменьшались. При слабой обеспеченности данными, что характерно для американского сектора, площади районов увеличивались. Осредненные в рамках выделенных районов значения ледовых элементов относились к центрам этих районов.

Вся терминология и понятия о ледовых явлениях, используемые в данном пособии, соответствуют „Международной символике для морских ледовых карт и номенклатуре морских льдов".

Ошибки наблюдений за ледовыми параметрами не превышают одного балла, что обеспечивается высокой точностью определения местонахождения самолета. Судовые данные и данные прибрежных ледовых наблюдений дают еще более точное представление о ледовой обстановке. В случае отсутствия наблюдений за ряд последовательных декад или по нескольким соседним районам эти величины не интерполировались и в расчетах не участвовали.

Сведения о средних декадных значениях полей сплоченности, возраста и форм льда, представленные по 119 районам Берингова моря, были обобщены и сформированы в архив гидрометеорологиче-

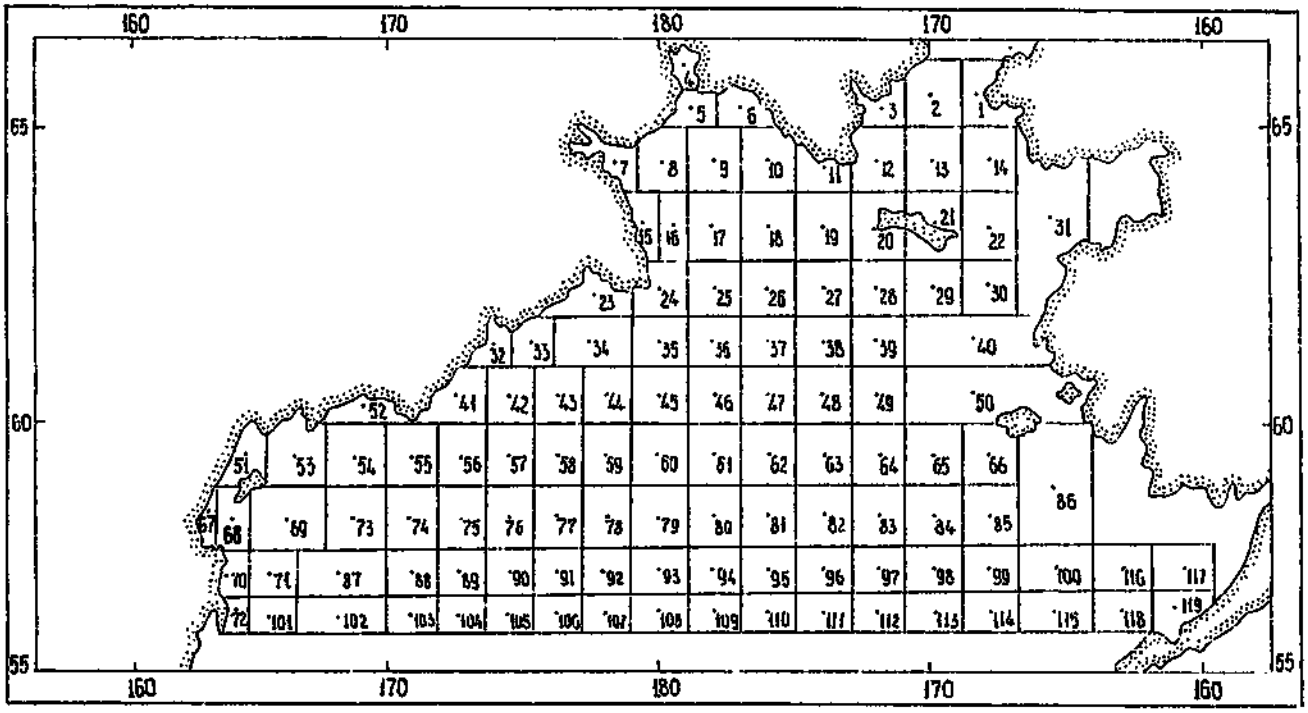


Рис. 38.1. Схема деления на квадраты акватории Берингова моря.

ской (ледовой) информации. Полученный архив послужил основой для анализа статистической структуры полей ледовых элементов в Беринговом море.

39. Основные факторы, определяющие ледовый режим Берингова моря

На Берингово море, как и на другие дальневосточные моря, активное воздействие оказывает муссонный климат и соответствующая ему циркуляция воздуха, интенсивность которой тесно связана с характером развития и взаимодействия основных центров действия атмосферы на Дальнем Востоке — сибирского антициклона и алеутской депрессии. В зимний период эти барические образования характеризуются устойчивостью и активным развитием.

Следует отметить, что ледовитость Берингова моря существенным образом зависит от положения и интенсивности полярного и гавайского максимумов. Значительный вклад в формирование ледовых условий вносят циклоническая деятельность над морем, которая в холодное время года преобладает в данном районе. Особую роль при этом играют морские циклоны, выходящие на Берингово море и сопровождающиеся выносом теплых масс воздуха.

При слабо выраженном, ориентированном на Чукотский полуостров гребне гавайского максимума в Беринговом море наступают ледовитые зимы. Высотные потоки на юго-западе моря имеют западное и юго-западное направления. Морские циклоны при этом обходят Берингово море с юга, а из районов Чукотки и Колымы смещаются ядра высокого давления.

Теплые малоледовитые зимы в Беринговом море формируются при смещении гребня гавайского антициклона к Северо-Американскому континенту. При этом над юго-восточной частью моря преобладают южные высотные потоки, а над северной — юго-западные, что способствует выходу морских циклонов.

В нормальные по ледовитости зимы гребень тихоокеанского максимума хорошо выражен и смещен к побережью Чукотки. Над северными районами моря высотные потоки направлены по-разному в зависимости от ориентации оси гребня, а в северо-западной части моря — юго-западные.

В отдельные годы местные синоптические условия могут значительно изменить воздействие крупномасштабных процессов на развитие ледяного покрова.

Распределение ледяного покрова в Беринговом море существенно зависит от характера ветрового режима, который, в свою очередь, обусловливается особенностями атмосферной циркуляции.

В суровые зимы морские циклоны, обходя Берингово море с юга, способствуют затоку холодных арктических масс воздуха, интенсивному выхолаживанию поверхности моря и образованию льда, который преобладающими в эти зимы северными ветрами выносится в южные районы, увеличивая ледовитость моря.

В мягкие зимы приходящие в море циклоны обусловливают проникновение сюда теплого морского воздуха, задерживая ледообразование и способствуя увеличению повторяемости ветров южных румбов, что, в свою очередь, ослабляет дрейф льда на юг и уменьшает площадь, занятую льдом.

Средняя месячная скорость ветра в Беринговом море составляет 8—12 м/с. Средняя повторяемость штормовых ветров колеблется в пределах 4—22 %.

Ветер является одной из основных динамических причин перераспределения ледяного покрова, дрейфа льда, его уплотнения, разрежения и торошения. Средняя скорость дрейфа льда в Беринго-

вом море составляет 10—15 см/с, увеличиваясь до 20 см/с при выходе глубоких циклонов.

Температурный режим моря отличается существенной неоднородностью. В южных и юго-восточных районах моря средняя месячная температура воздуха наиболее холодного месяца составляет 0 °С, в северо-западной части моря падает до −21,7 °С, что определяется контрастностью влияния холодного Азиатского континента и относительно теплого Тихого океана. Сумма отрицательных температур воздуха колеблется от 710 до 2500 в мягкие и от 1470 до 3470 градусо-дней в суровые зимы.

Формированию суровых ледовых условий способствует низкая температура воздуха, а относительно высокая температура воды южных районов замедляет рост ледяного покрова. Поэтому Берингово море никогда полностью не покрывается льдом.

На ледяной покров Берингова моря существенное влияние оказывают также подстилающие морские воды и водообмен моря с Тихим океаном и Чукотским морем. Так, потоки теплых тихоокеанских вод, идущих к м. Наварин, в центральную часть Анадырского залива и в Берингов пролив, оказывают сдерживающее влияние на формирование ледяного покрова.

40. Режимные характеристики льда

40.1. Типизация зим по характеру ледовых условий

Развитие гидрометеорологических процессов, в том числе ледовых условий в море, характеризуется существенным межгодовым различием. Различают три типа зим: суровые, умеренные и мягкие (табл. 40.1). В качестве параметра классификации в настоящее время используется суммарная ледовитость года, которая определяется соотношением

$$L_j = \sum_{i=1}^{p_j} L_{ij}, \qquad (40.1)$$

где L_j — суммарная ледовитость j-го года; L_{ij} — ледовитость i-й декады j-го года; p_j — количество декад в j-м году, когда наблюдался лед в море.

Таблица 40.1

Каталог типов зим по суммарной ледовитости Берингова моря

Тип зим		
Суровые	Умеренные	Мягкие
1960-61	1962-63	1959-60
1963-64	1965-66	1961-62
1964-65	1968-69	1966-67
1967-68	1972-73	1969-70
1970-71	1973-74	1977-78
1971-72	1979-80	1978-79
1974-75	1980-81	1981-82
1975-76	1982-83	1984-85
1976-77	1985-86	1986-87
1983-84	1987-88	1989-90
	1988-89	

К суровым и мягким по ледовым условиям относились зимы с $L_j > \overline{L} + \frac{1}{6}A$ и $L_j < \overline{L} + \frac{1}{6}A$ соответственно, где А — амплитуда изменения характеристики. К умеренным относились зимы с L_j, принадлежащей интервалу $\overline{L} \pm \frac{1}{6}A$.

Ледовые условия каждого типа зим имеют свои особенности в развитии и разрушении ледяного покрова, продолжительности ледового периода, условиях зимней навигации и других характеристиках.

40.2. Продолжительность ледового периода и ледовитость моря

Различная продолжительность ледового периода в Беринговом море, как и в других дальневосточных морях, обусловлена неравномерным развитием и разрушением ледяного покрова. В зависимости от суровости зимы и от района моря она составляет от 80 до 252 сут в мягкие, от 120 до 294 — в умеренные и от 170 до 365 сут — в суровые зимы.

Берингово море покрывается льдом лишь наполовину. Максимальная ледовитость моря в зависимости от типа зимы колеблется в значительных пределах. В зимы с малым распространением льда максимум ледовитости может наступить в конце февраля и достигнуть лишь 20 % от площади Берингова моря. Для средних и ледовитых зим характерно смещение максимума ледовитости на первую половину апреля, когда она достигает соответственно значений 30 и 56 %.

Бурное таяние льда происходит в период с середины апреля до июня. После теплых и малоледовитых зим лед в Беринговом море исчезает к середине июня, но в среднем это происходит в июле. При значительно большей ледовитости лед в море встречается круглый год. В этом случае даже в августе и сентябре западная половина Берингова пролива от о. Ратманова до бух. Провидения бывает покрыта льдом.

40.3. Образование, развитие и разрушение ледяного покрова

Первое раннее ледообразование в отдельных заливах может наблюдаться в середине сентября. Чаще всего ледообразование начинается в конце октября в северных районах моря. В декабре и январе процессы ледообразования усиливаются и распространяются на юг вдоль берегов. В марте— апреле ледяной покров достигает максимального развития: льдом покрываются северная половина моря и районы, прилегающие к восточному побережью Камчатки, вплоть до южной его оконечности.

В апреле начинается очищение моря от льда, причем в разных его районах неодинаково. В мае и в первой половине июня кромка льда быстро смещается к северу. В июне—июле море обычно окончательно очищается от льда.

Статистическая обработка данных (с 1949 по 1989 г.) позволила построить карты вероятности встречи со льдом в море.

40.4. Изменчивость ледовитости моря

Сезонные колебания. Сезонные колебания состояния ледяного покрова Берингова моря в основном определяются астрономическими причинами и имеют ярко выраженный годовой характер (период). На эти колебания накладываются флюктуации, обусловленные атмосферными воздействиями и постоянно действующими течениями, а также рядом региональных гидрометеорологических факторов.

Для анализа сезонного хода изменения ледовитости использовалась теория периодически коррелированных случайных процессов (ПКСП) [15]. Используя основные свойства ПКСП, можно существенно нестационарные процессы интерпретировать как стационарные однородные последовательности. Для исследований межгодовых (сезонных) изменений рассматриваемых рядов естественным периодом коррелированности является период, равный одному году. Вычисленные для всех декад ледового периода оценки математического ожидания позволяют представить сезонный ход процессов, а оценки средних квадратических отклонений характеризуют их изменчивость (рис. 40.1).

Анализируя распределение оценок, можно выделить следующую особенность, характерную для ледовых процессов на акватории Берингова моря: ярко выраженный годовой ход ледовитости и локальный минимум изменчивости в период максимального развития ледовитости. Можно отметить наличие амплитудной модуляции изменчивости ледовитости Берингова моря, что свидетельствует об определенном вкладе ряда более мелкомасштабных региональных факторов (продолжительностью до месяца) в процесс формирования общей изменчивости ледовитости.

Для оценки внутрисезонных связей строилась корреляционная матрица связи распределения ледовитости по акватории моря (табл. 40.2). Из приведенной матрицы видно, что коэффициенты корреляции в течение ледового сезона, как правило, сохраняют свой знак, что отражает определенную устойчивость (в среднем многолетнем плане) возникающих тенденций. Наибольшая устойчивость процессов (по коэффициентам внутрисезонной корреляции) связана с периодами максимального развития ледовитости. К этим же периодам относится и максимальная продолжительность значащих связей (связи, удовлетворяющие 95 %-ному уровню значимости [5]). Для Берингова моря этот период — с конца января по апрель. Радиус значащих корреляций в этот период достигает 9—12 декад, т. е. развитие ледовых процессов именно в этот период и определяет дальнейшую эволюцию ледовых процессов.

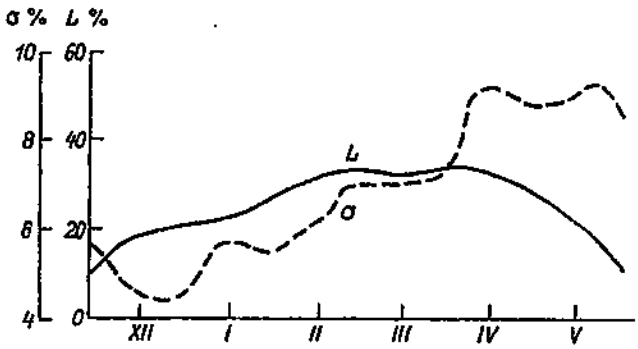


Рис. 40.1. Сезонное распределение средних многолетних значений ледовитости L Берингова моря и их средних квадратических отклонений σ.

Межгодовая изменчивость. Многолетние колебания ледовитости морей Дальнего Востока отражают крупномасштабные климатические изменения, происходящие в атмосфере и океане. В рас-

Таблица 40.2

Корреляционная матрица связи значений декадной ледовитости Берингова моря

Месяц	Декада	Декабрь			Январь			Февраль			Март			Апрель			Май	
		1-я	2-я	3-я	1-я	2-я	3-я	1-я	2-я	3-я	1-я	2-я	3-я	1-я	2-я	3-я	1-я	2-я
Декабрь	2-я	0,83																
	3-я	0,49	0,65															
Январь	1-я	0,16	0,40	0,75														
	2-я	0,25	0,55	0,68	0,83													
	3-я	0,25	0,43	0,59	0,54	0,78												
Февраль	1-я	0,06	0,27	0,53	0,49	0,61	0,79											
	2-я	0,29	0,36	0,39	0,27	0,40	0,52	0,71										
	3-я	0,26	0,39	0,40	0,84	0,45	0,55	0,59	0,79									
Март	1-я	0,07	0,20	0,19	0,19	0,36	0,39	0,32	0,65	0,73								
	2-я	0,01	0,14	0,20	0,28	0,42	0,42	0,41	0,71	0,66	0,85							
	3-я	0,21	0,40	0,50	0,37	0,56	0,65	0,61	0,75	0,60	0,71	0,84						
Апрель	1-я	0,22	0,39	0,57	0,44	0,51	0,61	0,66	0,78	0,60	0,65	0,73	0,90					
	2-я	0,26	0,43	0,57	0,35	0,46	0,57	0,59	0,76	0,68	0,70	0,70	0,88	0,91				
	3-я	0,21	0,37	0,54	0,31	0,43	0,51	0,63	0,75	0,67	0,68	0,67	0,83	0,84	0,90			
Май	1-я	0,20	0,39	0,40	0,40	0,58	0,63	0,60	0,70	0,69	0,73	0,72	0,85	0,80	0,88	0,86		
	2-я	0,12	0,32	0,34	0,39	0,51	0,55	0,51	0,70	0,65	0,77	0,73	0,79	0,83	0,84	0,77	0,92	
	3-я	0,00	0,19	0,16	0,22	0,26	0,34	0,52	0,67	0,51	0,52	0,56	0,58	0,69	0,71	0,62	0,71	0,77

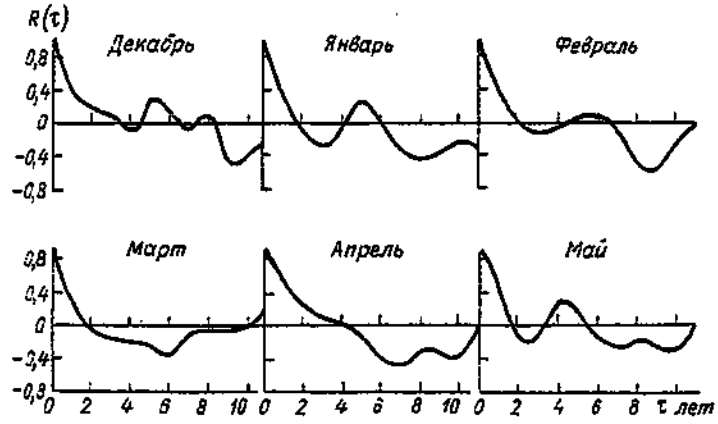


Рис. 40.2. Оценки корреляционных функций ледовитости Берингова моря.

пределении оценок межгодовой изменчивости ледовитости наблюдается определенная цикличность, позволяющая представить механизм формирования климатических характеристик в Беринговом море.

Компоновка рядов значений ледовитости для оценки ее межгодовой изменчивости велась следующим образом: из совокупности декадных данных извлекались значения, отстоящие друг от друга на период, равный одному году. Для центральной декады каждого месяца образовывались последовательности. По ним вычислялись оценки корреляционной функции и частотного спектра ледовитости, которые дают возможность определить некоторые закономерности ее межгодовых изменений и выявить энергонесущие частоты (периоды цикличности) и их порядок.

Время релаксации автокорреляционных функций, как видно из рис. 40.2, в основном превышает дискретность данных (один год). Наряду с этим, в распределении автокорреляционных функций отмечаются некоторые особенности, свойственные квазипериодическим колебаниям. Наличие высоких значений спектральной плотности для периодов 2—3 года, 7—8 лет, 11 лет и 22 года подтверждает сказанное (рис. 40.3). Учитывая имеющийся объем исходных данных, здесь с полным основанием можно выделить только 2—3-летнюю периодичность, которую обычно связывают с изменениями во взаимодействии основных центров действия атмосферы. Колебания с периодами около 7 лет, по-видимому, являются результатами пульсации, возникающей в атмосфере и гидросфере планеты в случае наложения на систему сезонных или годовых явлений мутационной по своему происхождению волны полюсного прилива [6, 8]. Наличие пиков спектральной плотности на периодах 11 лет и 22 года, очевидно, связано с гелиофизическими факторами. Кроме того, не так выражено, но тем не менее проявляется еще 4—5-летняя составляющая.

По аналогии с исследованиями в Северо-Европейском бассейне [4] подобный цикл, вероятно, следует отнести к вторичным результатам взаимодействия системы Тихий океан — Северный Ледовитый океан. Хотя однозначно трактовать их как достоверный факт по имеющейся ограниченной выборке невозможно, но выраженное действие сил гелиофизической природы, отмечаемое во многих климатических системах, служит косвенным потверждением существования аналогичных периодов изменчивости ледовитости Берингова моря.

Рассматривая задачу типизации ледовитости по характеру изменчивости, в отдельную группу можно выделить начальный период ледообразования по декабрь включительно, где корреляционные, а особенно спектральные функции существенно отличаются от подобных функций в другие периоды. Это также является отражением отмеченного факта неустойчивости атмосферных процессов в начальный период ледообразования (см. табл. 40.2).

40.5. Сплоченность льда

Сплоченность льда в Беринговом море под влиянием динамических и термических факторов изменяется в широком диапазоне и зависит от времени года и района моря. Повторяемость льда сплоченностью 10 баллов резко возрастает в декабре и январе (до 90—100 % в отдельных районах моря), а в апреле и особенно в мае уменьшается до 0. Исключение представляет открытая часть моря, где значительное увеличение сплоченности льда до 10 баллов наблюдается лишь в феврале.

Значительные колебания повторяемости 10-балльной сплоченности (на 20—30 %) могут происходить в середине зимы при прохождении глубоких циклонов. В отдельных районах наблюдается увеличение количества льда сплоченностью до 10 баллов в мае под воздействием дрейфа льда.

Повторяемость разреженного льда сплоченностью 1—6 баллов весьма высока осенью и особенно весной, а в зимний период (в январе) может уменьшаться до 0.

Наиболее сложными по сплоченности льда являются районы Берингова пролива, Анадырского и Карагинского заливов. Им аналогичен район моря между о. Св. Лаврентия и зал. Нортон. Легкими по сплоченности льда районами являются Олюторский залив и центральный участок моря вблизи о. Св. Матвея [18].

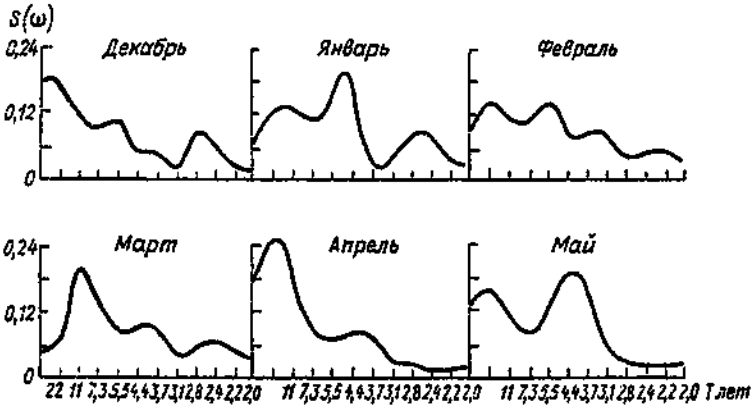


Рис. 40.3. Оценки частотных спектров ледовитости Берингова моря.

40.6. Возраст льда

Ранней осенью при ледообразовании появляются ледяные иглы, сало, шуга, темный нилас и блинчатый лед. Затем под влиянием гидрологических и орографических особенностей начальные виды льда перерастают в стадию молодых. Для различных районов Берингова моря процесс ледообразования протекает неодинаково. Например, в Анадырском заливе уже через неделю после ледообразования начальные виды переходят в серо-белый лед. Этому способствуют значительные приливные явления, сток пресных вод и ветер восточных направлений. Залив Креста, так же как и Анадырский залив, глубоко вдается в материк. Но здесь уже господствует отжимной ветер, и время перехода начальных видов в преобладающий серо-белый лед в среднем составляет около месяца.

Ледовые условия различных районов Берингова моря по возрастным признакам имеют свои особенности. Общим для всех районов Берингова моря является уменьшение повторяемости (до 0) серого льда к концу апреля — началу мая. В отдельных районах моря уже в середине февраля молодые виды льда практически не встречаются. Наибольшая повторяемость их (от 75 до 100 %) наблюдается только в начальный период ледообразования.

Серо-белый лед имеет наибольшую повторяемость (до 30—45 %) в начале или середине зимы в зависимости от района.

Наибольшая повторяемость белого льда (до 80—100 %) наблюдается весной, когда начинается интенсивное таяние молодого льда. При заполнении образовавшихся полыней льдом молодого возраста, а также при прохождении глубоких циклонов повторяемость белого льда может понизиться на 10—20 %.

40.7. Формы льда

В Беринговом море в течение холодного периода наблюдаются различные формы плавучего льда. Мелко- и крупнобитый лед преобладает повсеместно в начале ледообразования. В декабре начинается формирование полей льда, а с января и до конца ледового периода большая часть покрытой льдом поверхности моря заполнена большими полями и обломками полей. Встречаются отдельные обширные поля.

В прикромочной полосе в первой половине холодного периода преобладает мелкобитый, а позднее — крупнобитый и мелкобитый лед.

По повторяемости крупных и мелких форм льда каждый район моря существенно отличается друг от друга, но северные районы имеют определенное сходство. Здесь при ледообразовании появляются первичные формы льда, которые во второй половине ноября уступают место битым льдам повторяемостью до 50 %. Затем происходит резкое увеличение повторяемости крупных форм льда, количество которых уже в начале декабря достигает 70—80 %. Зимой повторяемость ледяных полей и обломков увеличивается до 90—100 % и только в конце апреля — мае наблюдается ее уменьшение. Общее ослабление прочности льда к весне приводит к тому, что к июню преобладающими становятся битые льды.

Для центральной части моря в декабре—январе характерно преобладание битого льда повторяемостью до 30 %, а затем — в феврале—апреле — ледяных полей повторяемостью до 60 %. В мае вновь происходит увеличение повторяемости битого льда до 60 %.

40.8. Изменчивость полей сплоченности, возраста, форм льда

Сплоченность, возраст и формы льда, характеризующие ледовые условия, зависят от ряда факторов, важнейшими из которых являются ветер, волнение, характер ледообразования и т. д.

Зоны максимальной сплоченности образуются на севере, северо-востоке и северо-западе Берингова моря. С декабря к февралю—марту они постепенно распространяются к югу, а также вдоль восточного побережья Азиатского континента. В апреле зона сплоченных льдов (до 10 баллов) начинает отступать к северу, и к середине мая практически по всему морю наблюдаются более разреженные льды сплоченностью не более 7—8 баллов.

Интересной особенностью многолетнего распределения зон различной сплоченности является их расположение, часто повторяющее конфигурацию берегов и рельефа дна, и заметная монотонность при переходе от зоны к зоне, т. е. в большинстве случаев зона льда большей сплоченности сменяется зоной льда меньшей сплоченности, за исключением прибрежных районов.

Следует отметить также, что зона минимальной сплоченности (меньше 1 балла) отмечается только в центральной части моря.

Анализ поля средних квадратических отклонений показал, что изолинии изменчивости сплоченности льда в некоторых чертах повторяют изолинии самого элемента. Минимальная изменчивость наблюдается в областях, где формирование ледяного покрова уже заканчивается и сплоченность достигает 9—10 баллов (в северных районах моря и закрытых заливах) или еще только начинается и льда очень мало (меньше 3-х баллов) — в южных районах центральной части моря.

Максимальная изменчивость сплоченности льда отмечается в областях со сплоченностью 3—8 баллов, где значение динамического фактора (дрейф льда, взаимодействие между льдинами и т. д.) в перераспределении льда имеет максимальное значение.

В соответствии с изложенным зона максимальной изменчивости, следуя за смещениями зоны сплоченности 3—8 баллов, в первой половине ледового сезона опускается к югу, а во второй — начинает подниматься на север. В мае вследствие активного разрушения льда по всей акватории моря эта зона расширяется и охватывает большую часть моря (рис. 40.4).

В ряде прибрежных районов западной части моря также отмечается существование локальных областей повышенной изменчивости сплоченности льда, которые в течение ледового сезона определенным образом трансформируются. Детальное представление о пространственно-временных оценках сплоченности льда и их средних квадратических отклонений можно получить из графического изображения этих распределений (рис. 40.4, 40.5).

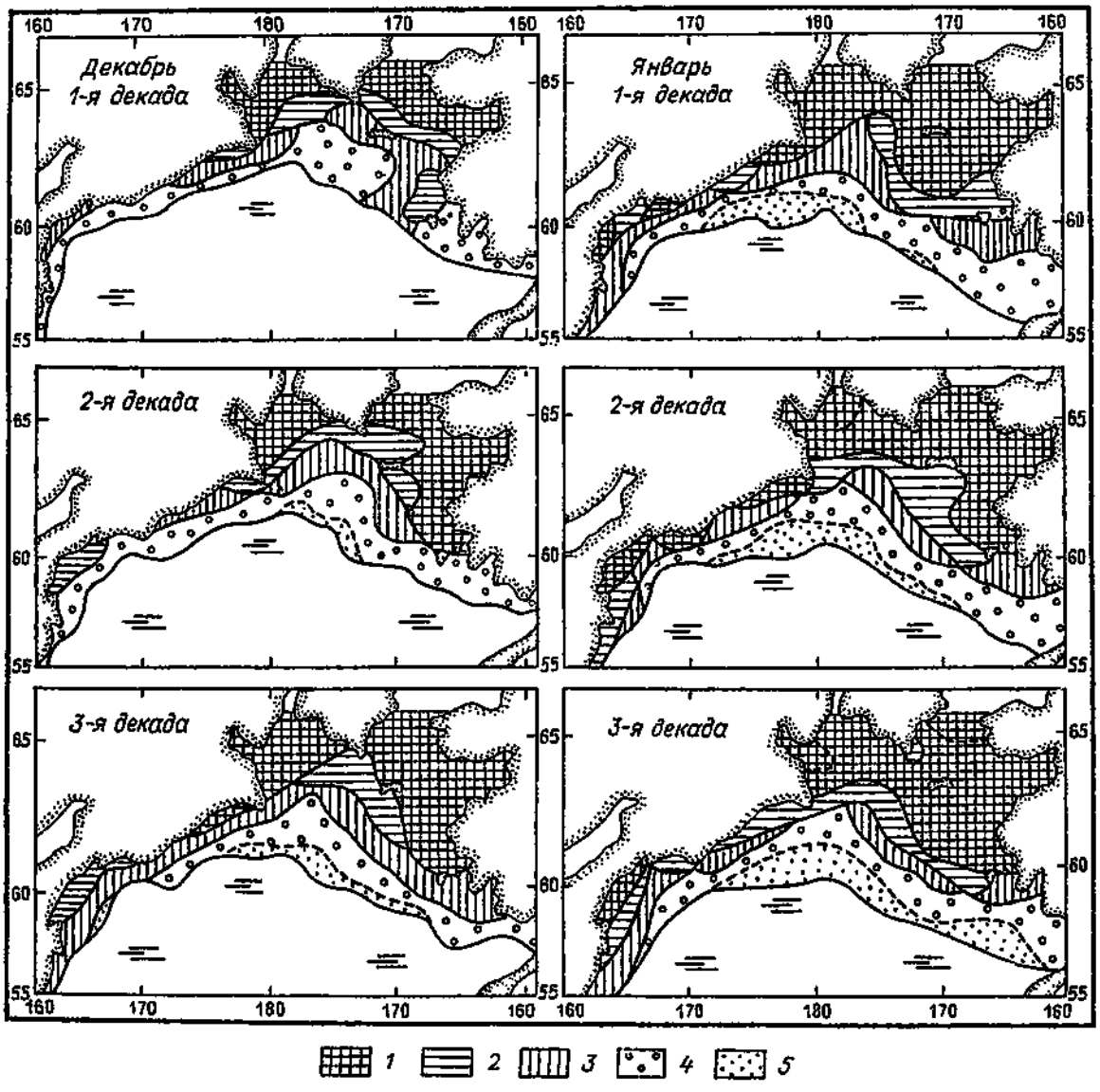


Рис. 40.4. Среднее многолетнее распределение сплоченности льда в декабре—мае.
1) 9—10 баллов; *2*) 7—8 баллов; *3*) 4—6 баллов; *4*) 1—3 балла; *5*) менее 1 балла.

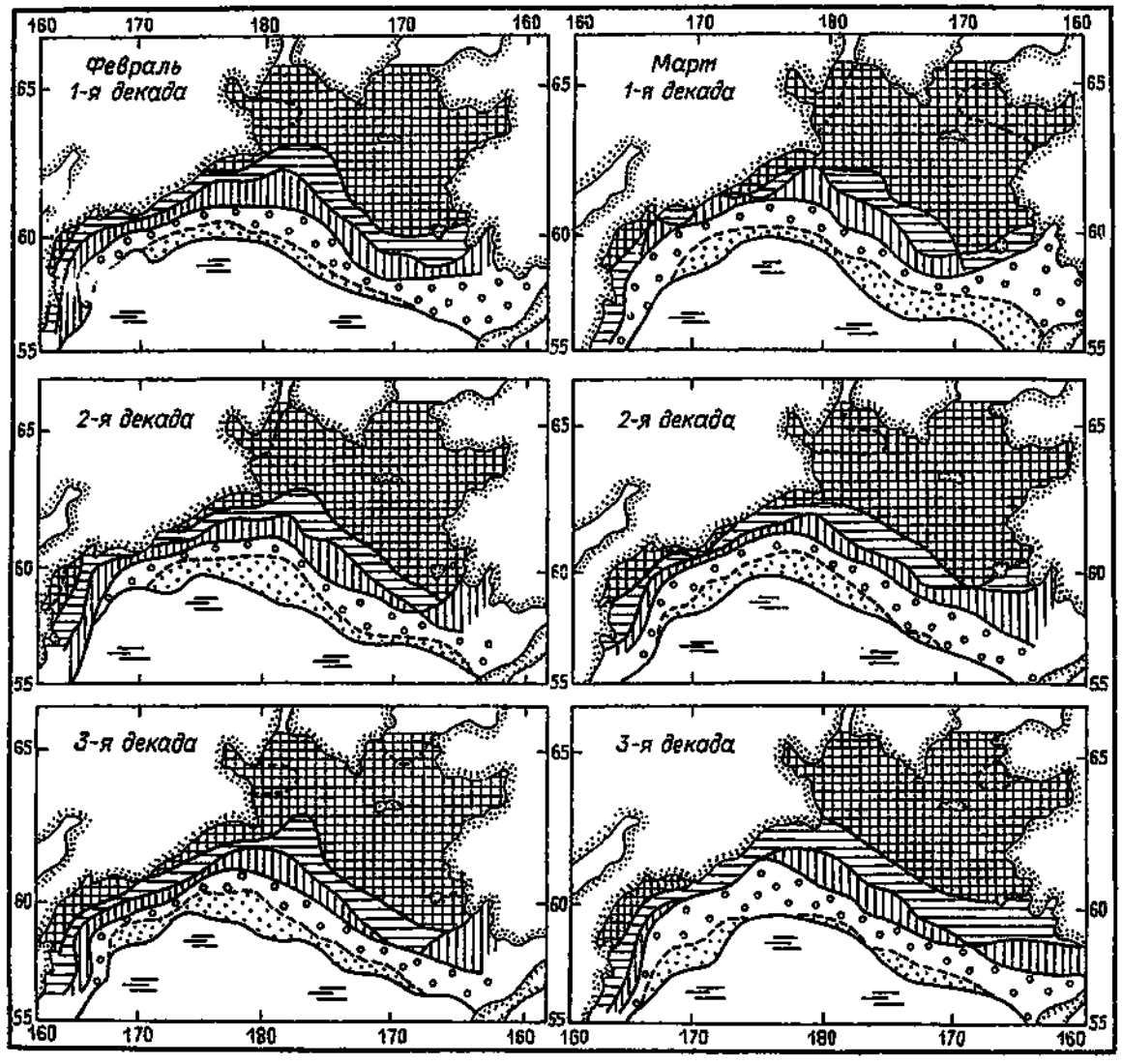


Рис. 40.4. Продолжение.

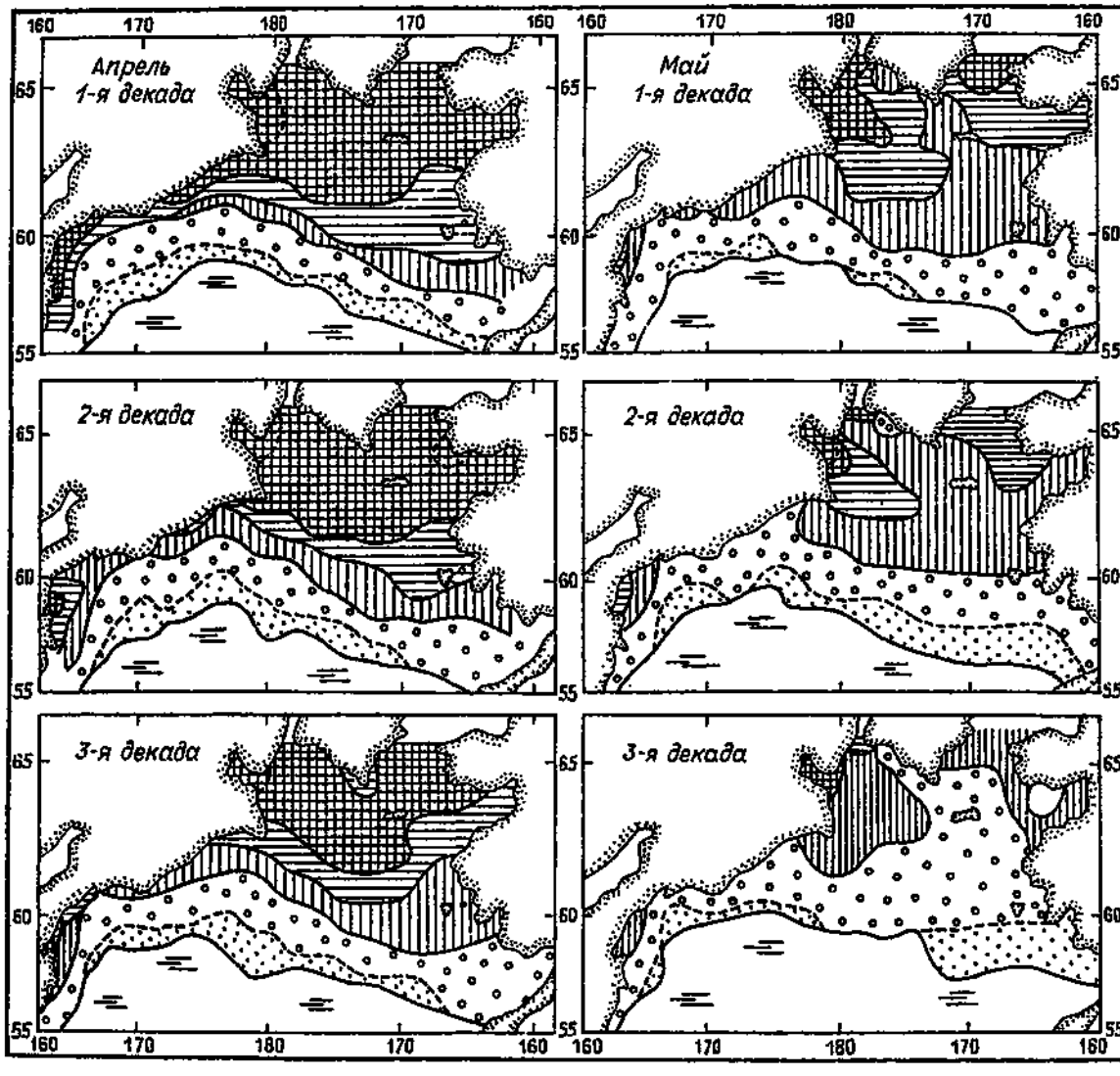


Рис. 40.4. Окончание.

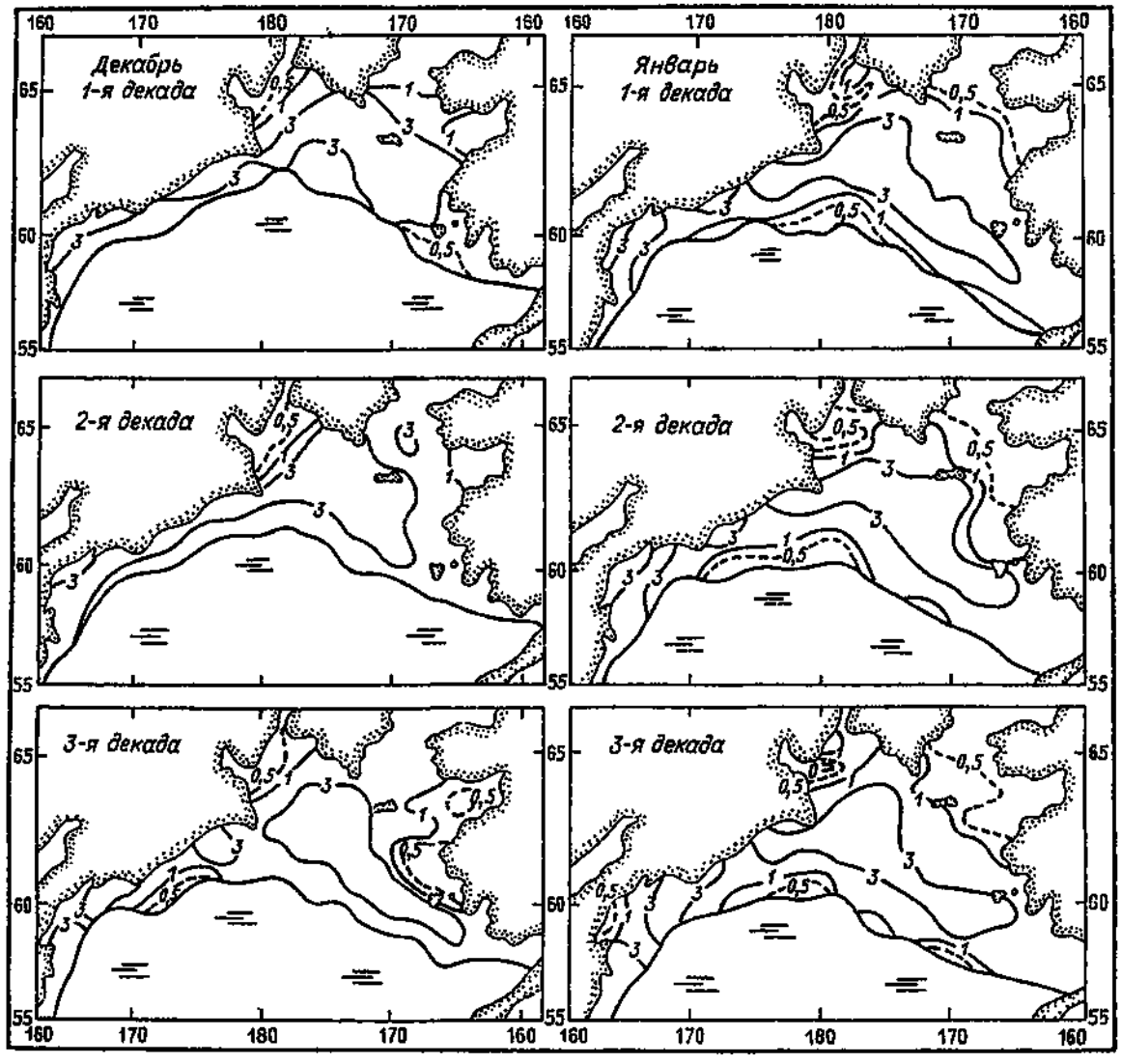


Рис. 40.5. Распределение средних квадратических отклонений для поля сплоченности льда в декабре—мае.

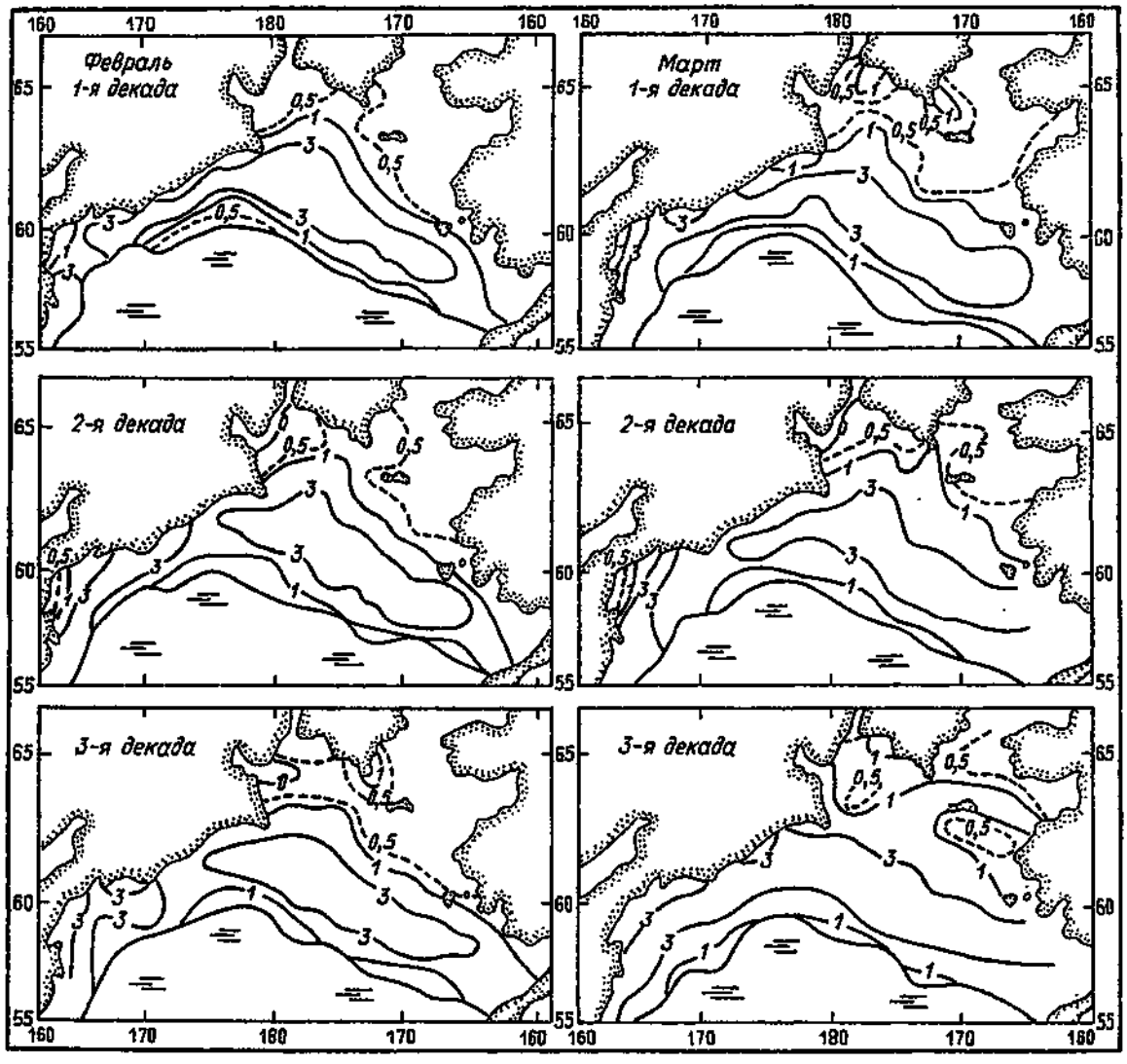


Рис. 40.5. Продолжение.

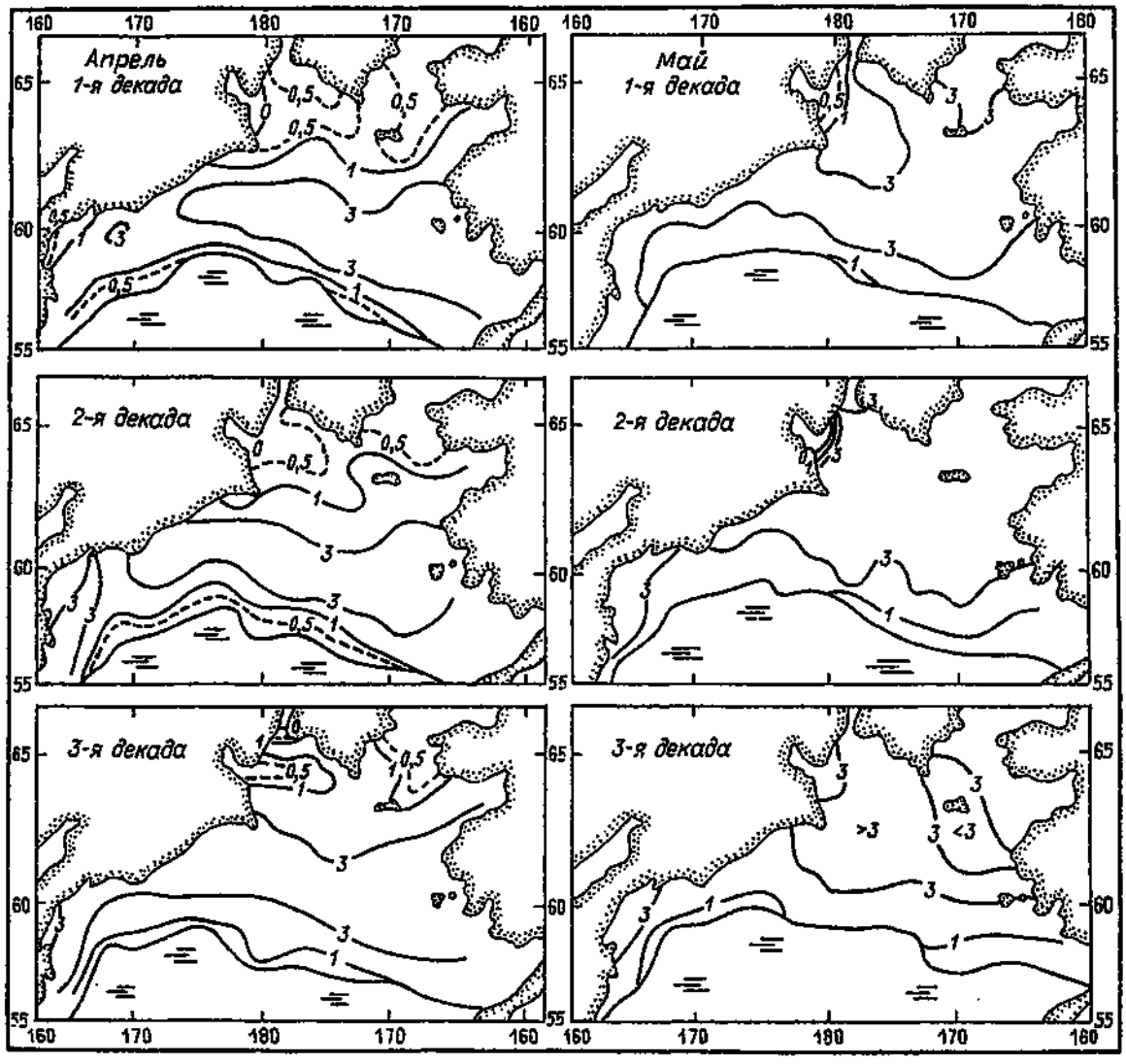


Рис. 40.5. Окончание.

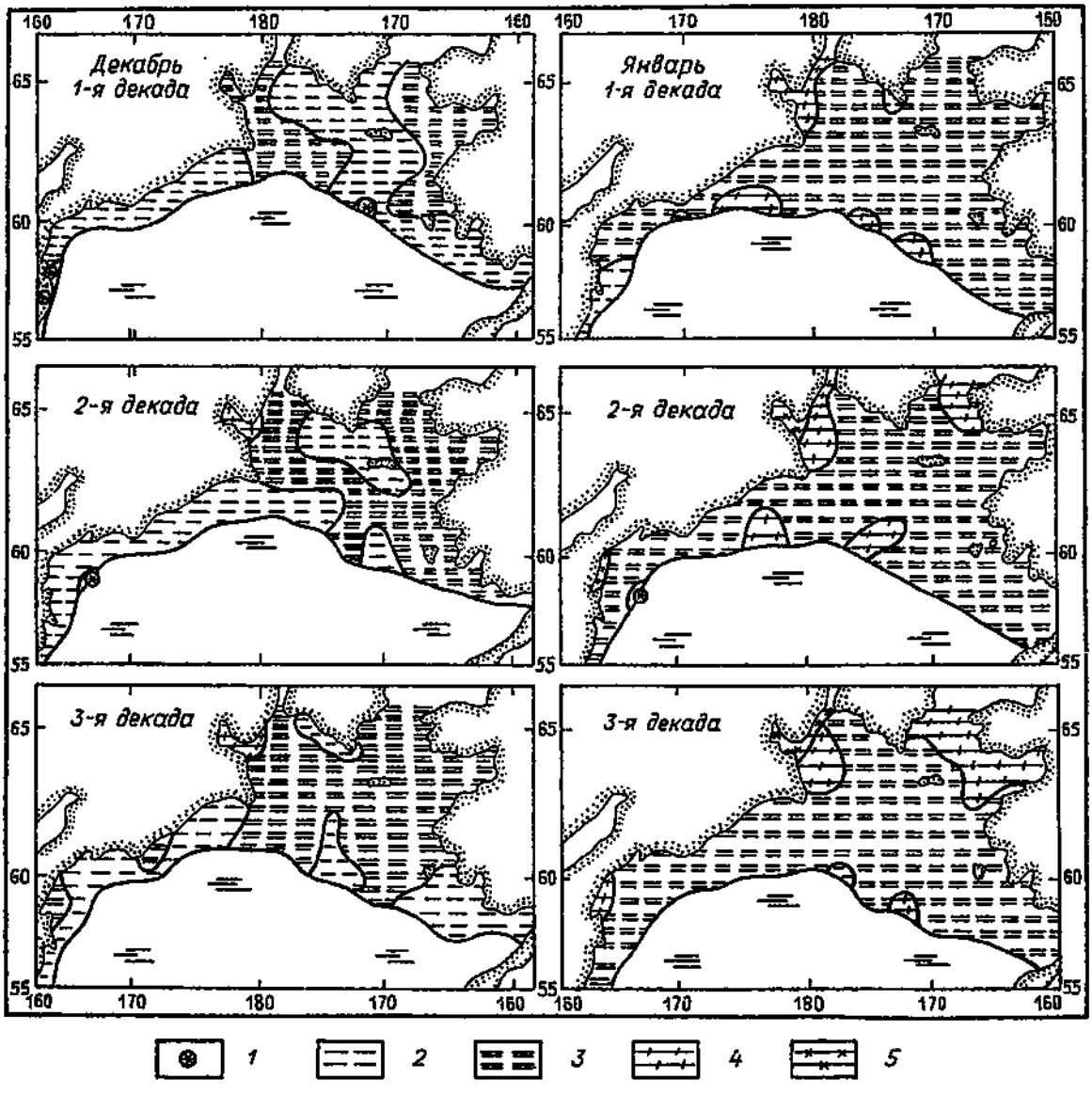


Рис. 40.6. Среднее многолетнее распределение возраста льда в декабре—мае.

1 — нилас, толщина до 10 см; *2* — серый лед, 10—15 см; *3* — серо-белый лед, 15—30 см; *4* — тонкий однолетний лед, 30—70 см; *5* — однолетний лед средней толщины, 70—120 см.

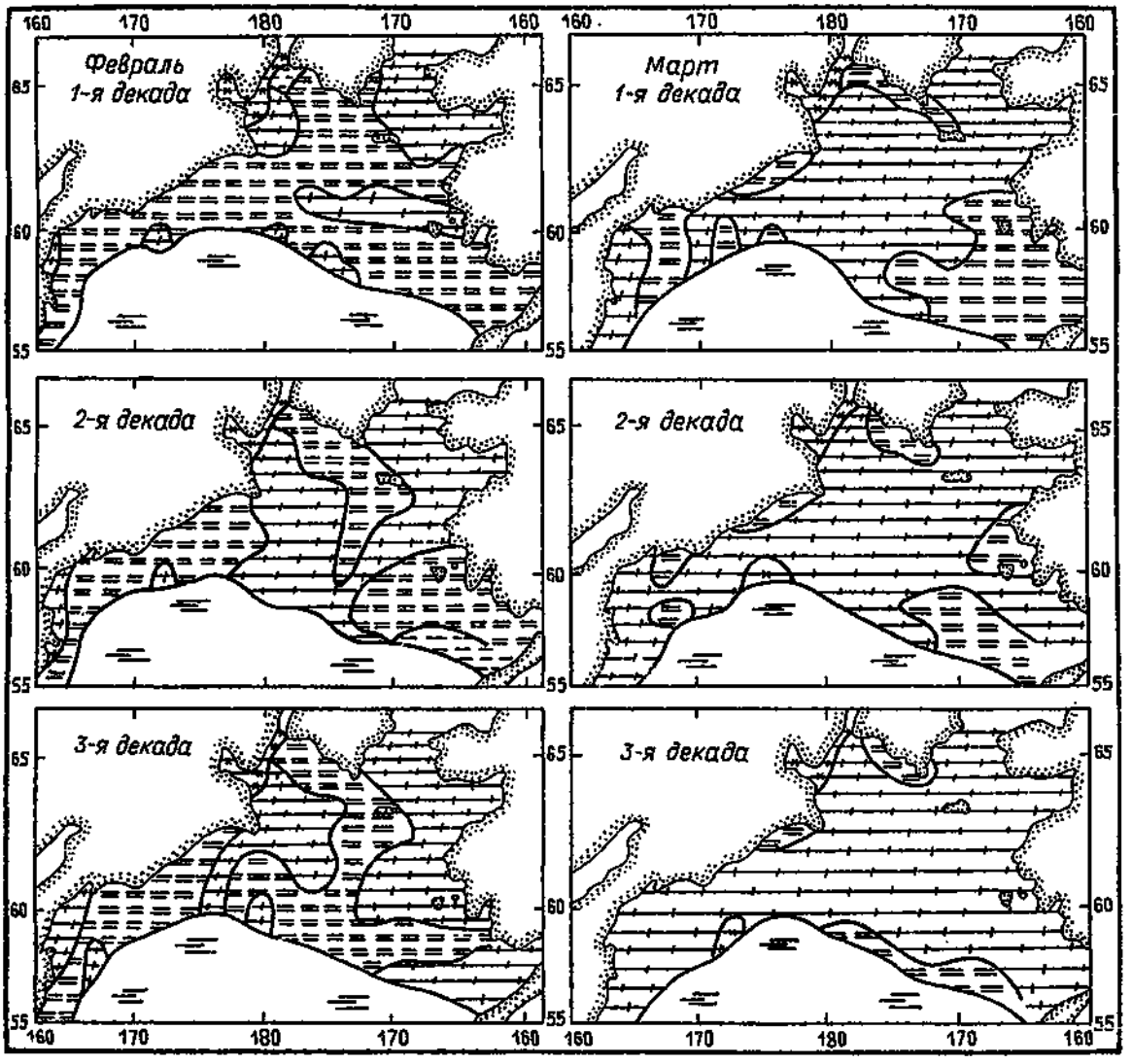


Рис. 40.6. Продолжение.

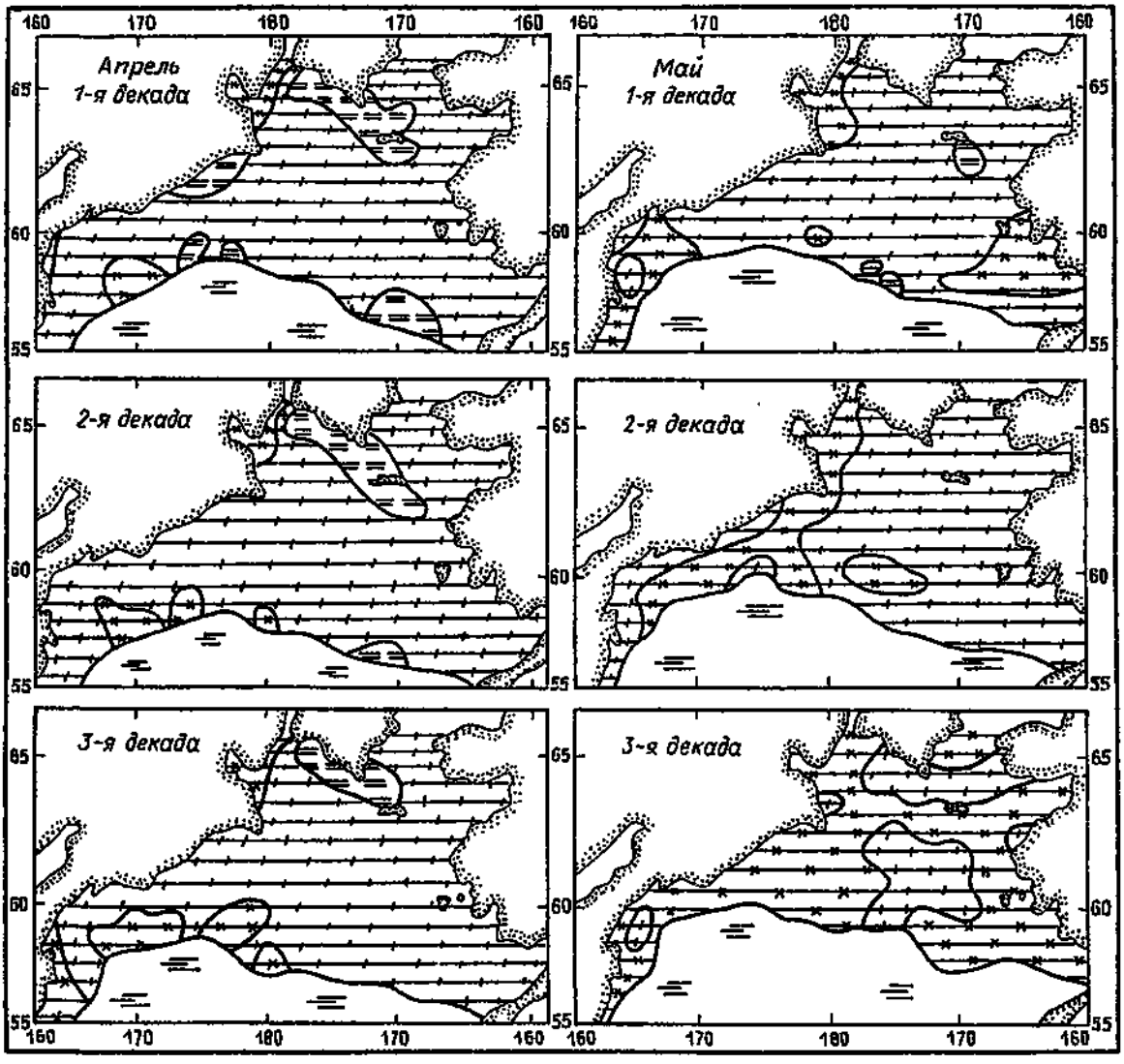


Рис. 40.6. Окончание.

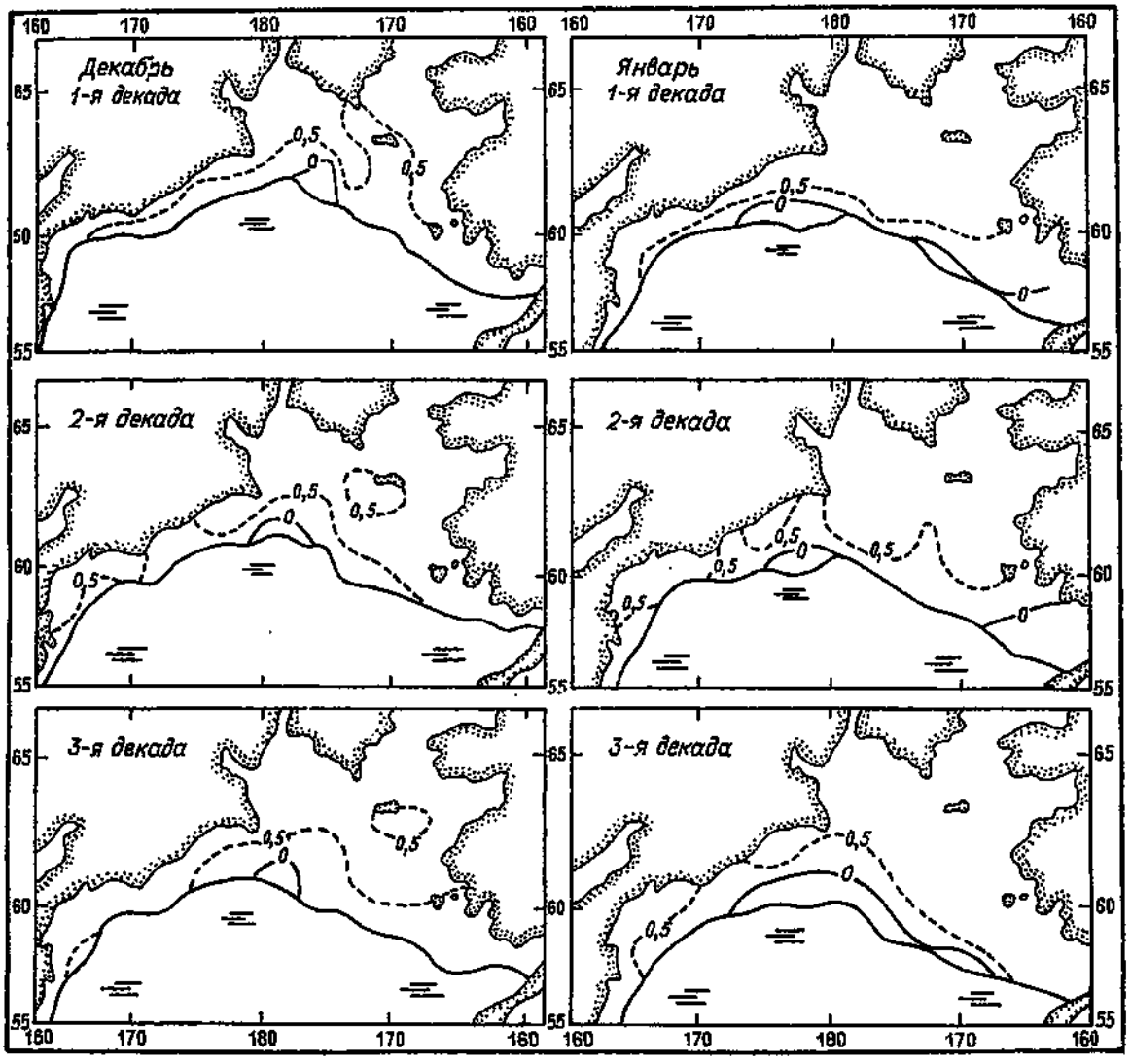


Рис. 40.7. Распределение средних квадратических отклонений для поля возраста льда в декабре—мае.

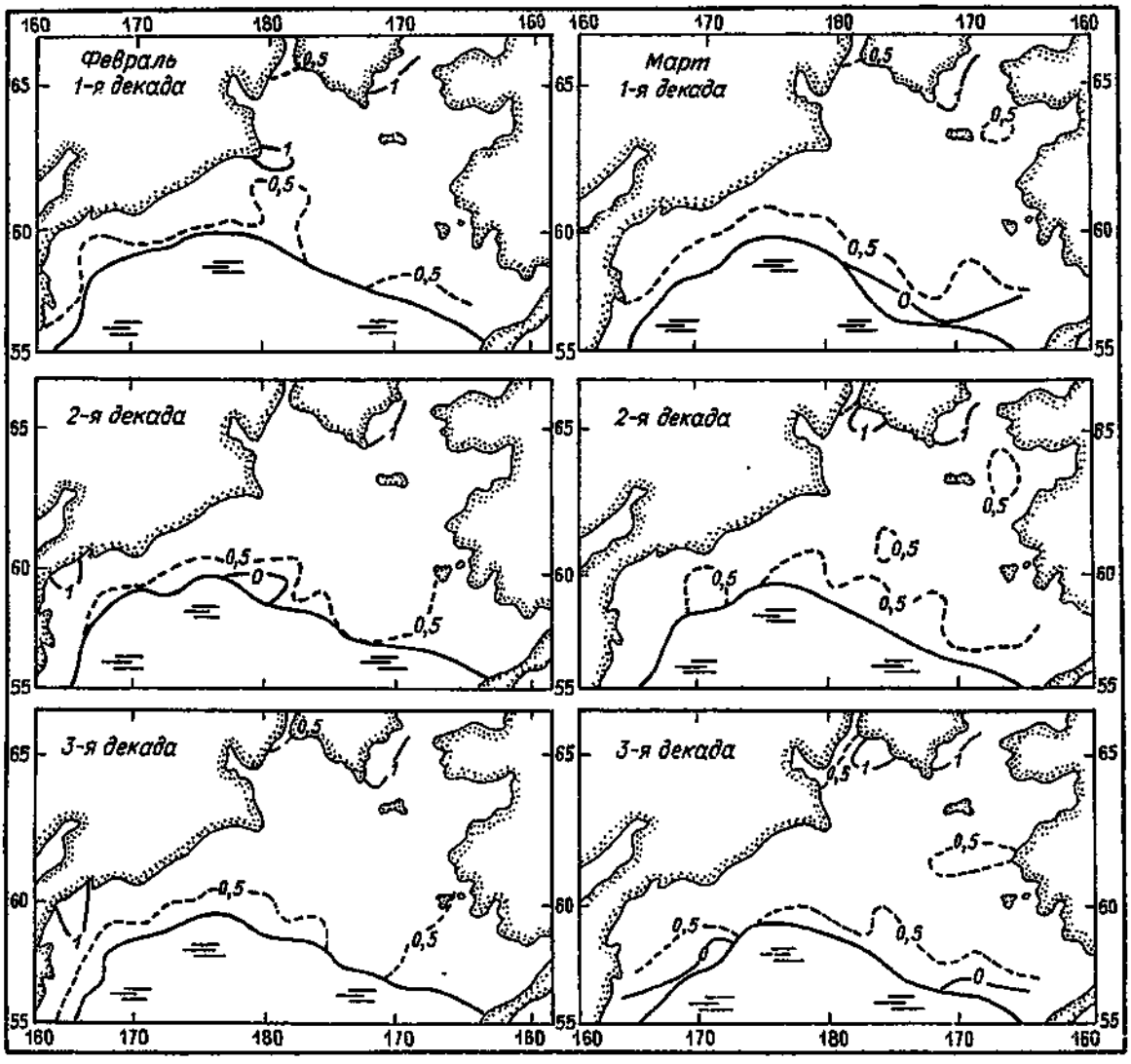


Рис. 40.7. Продолжение.

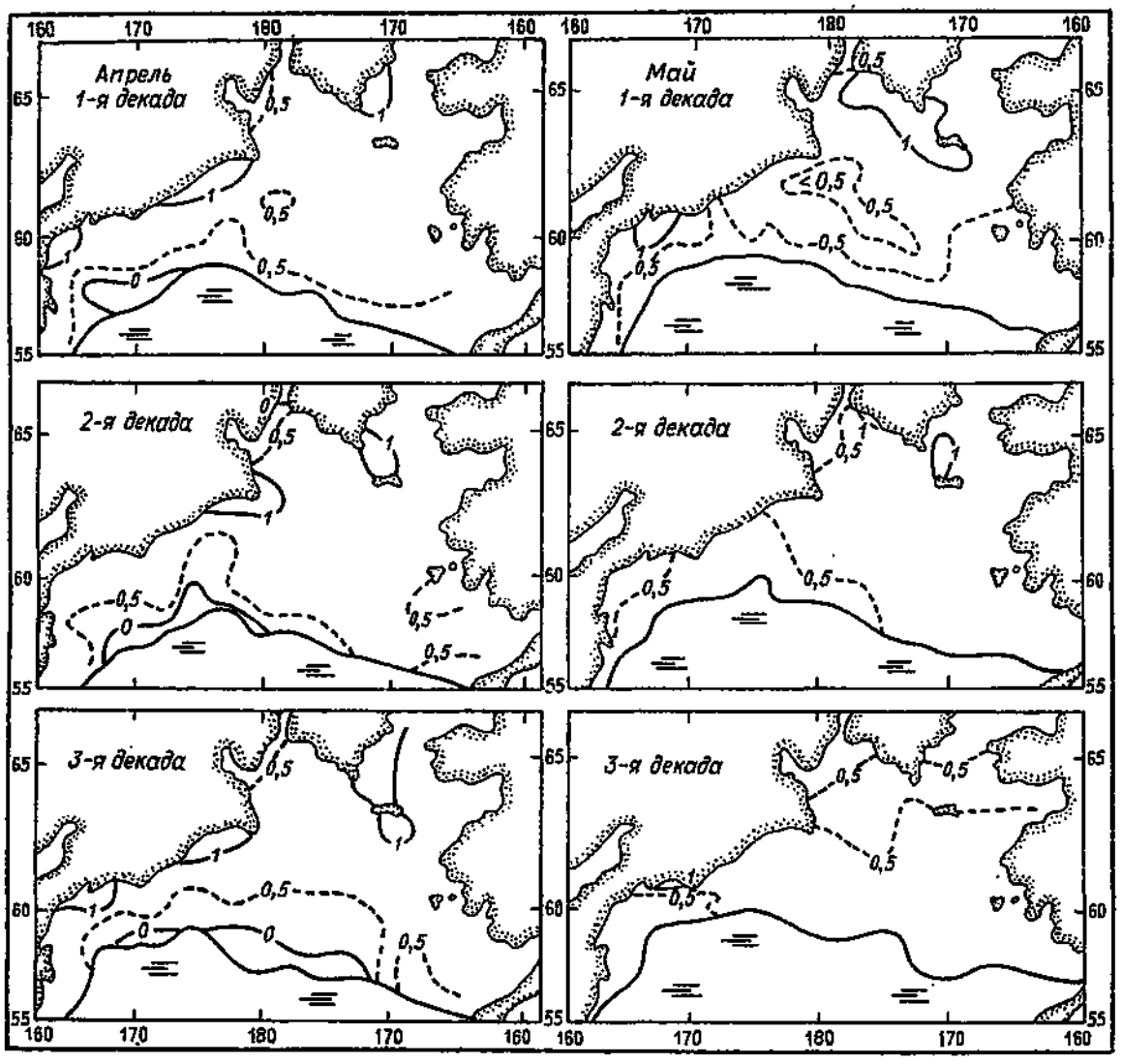


Рис. 40.7. Окончание.

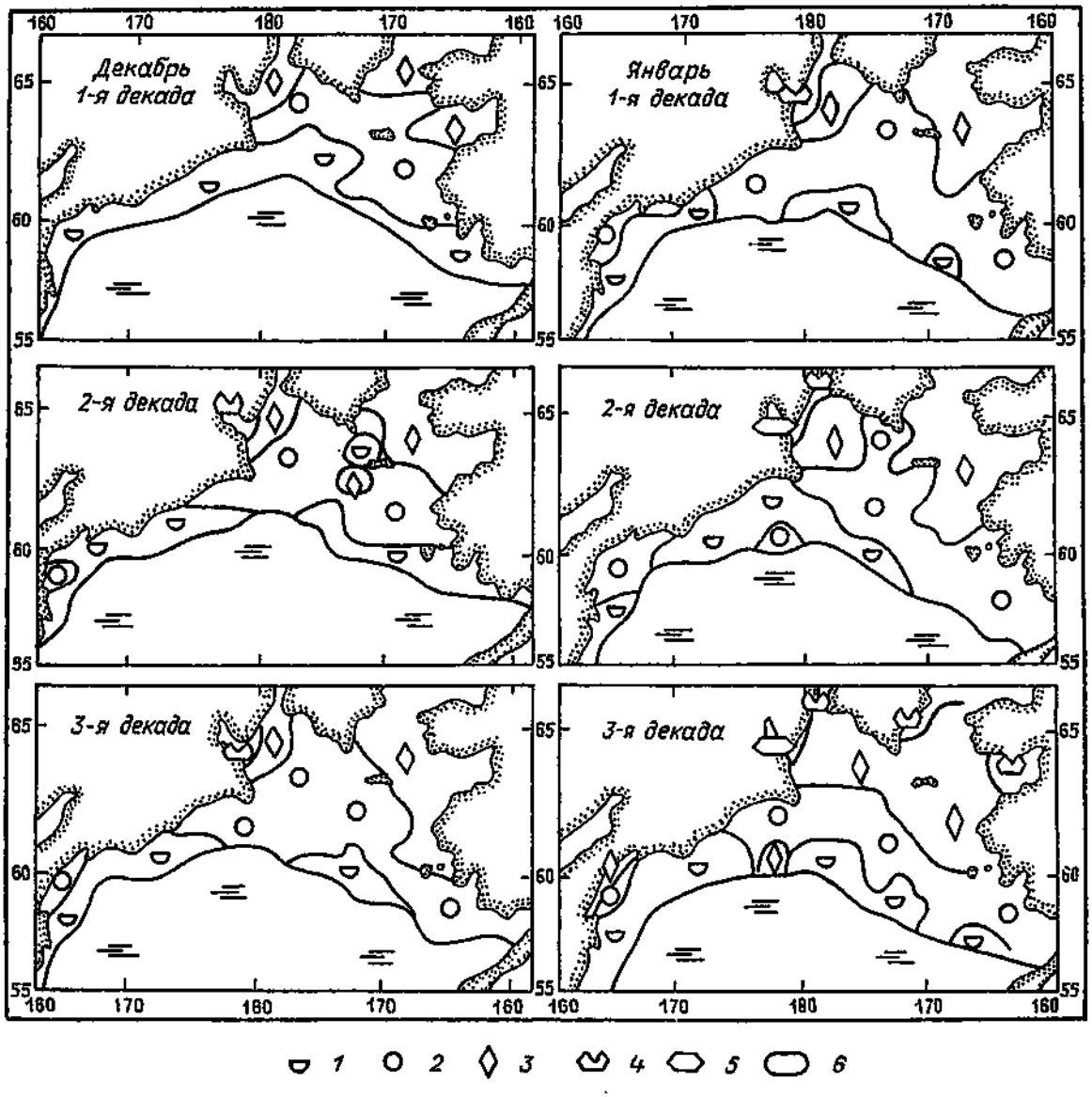


Рис. 40.8. Среднее многолетнее распределение форм льда в декабре—мае.

1 — мелкобитый лед; *2* — крупнобитый лед; *3* — обломки ледяного поля; *4* — большие ледяные поля; *5* — обширные ледяные поля; *6* — гигантские ледяные поля.

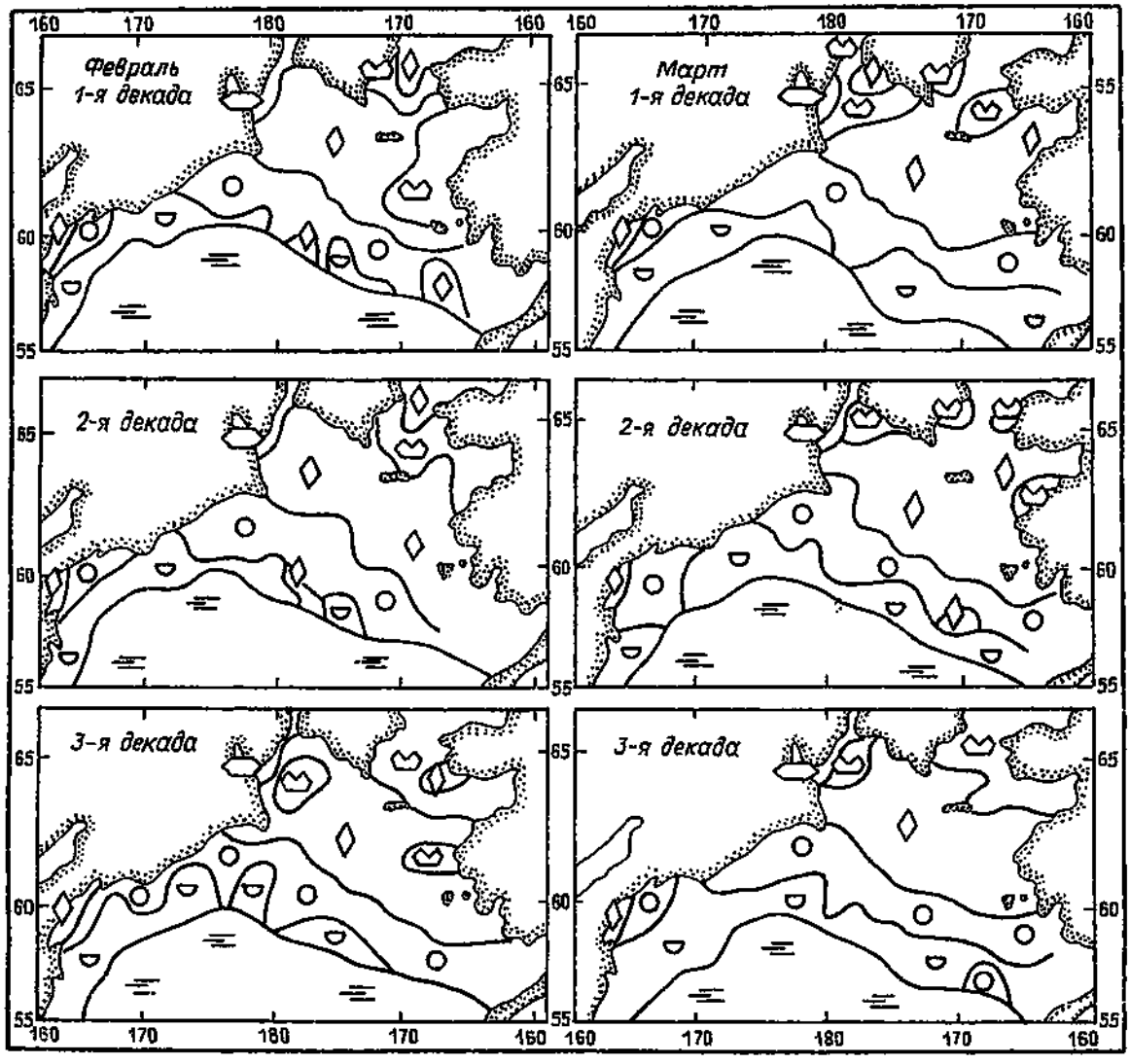


Рис. 40.8. Продолжение.

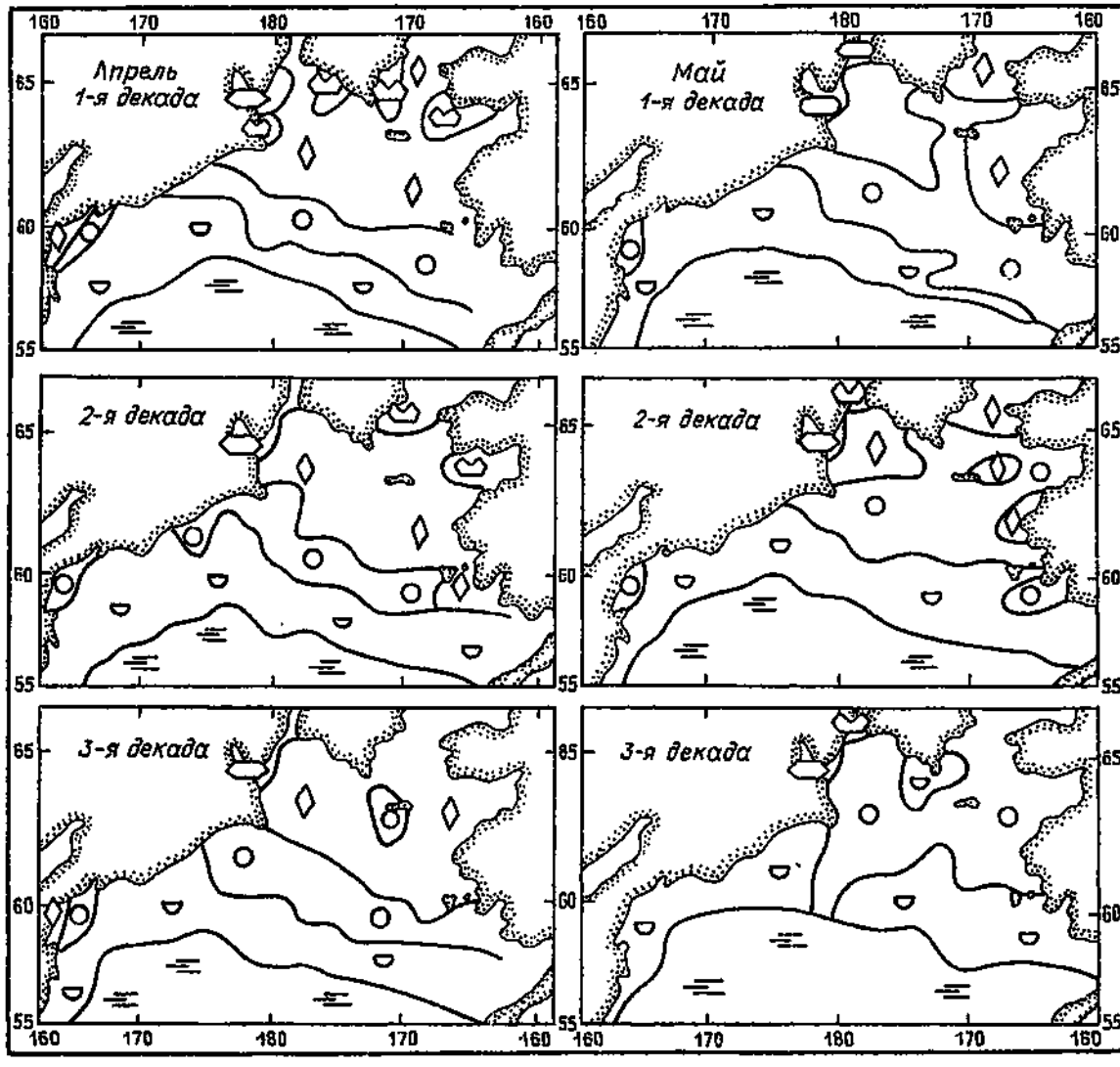


Рис. 40.8. Окончание.

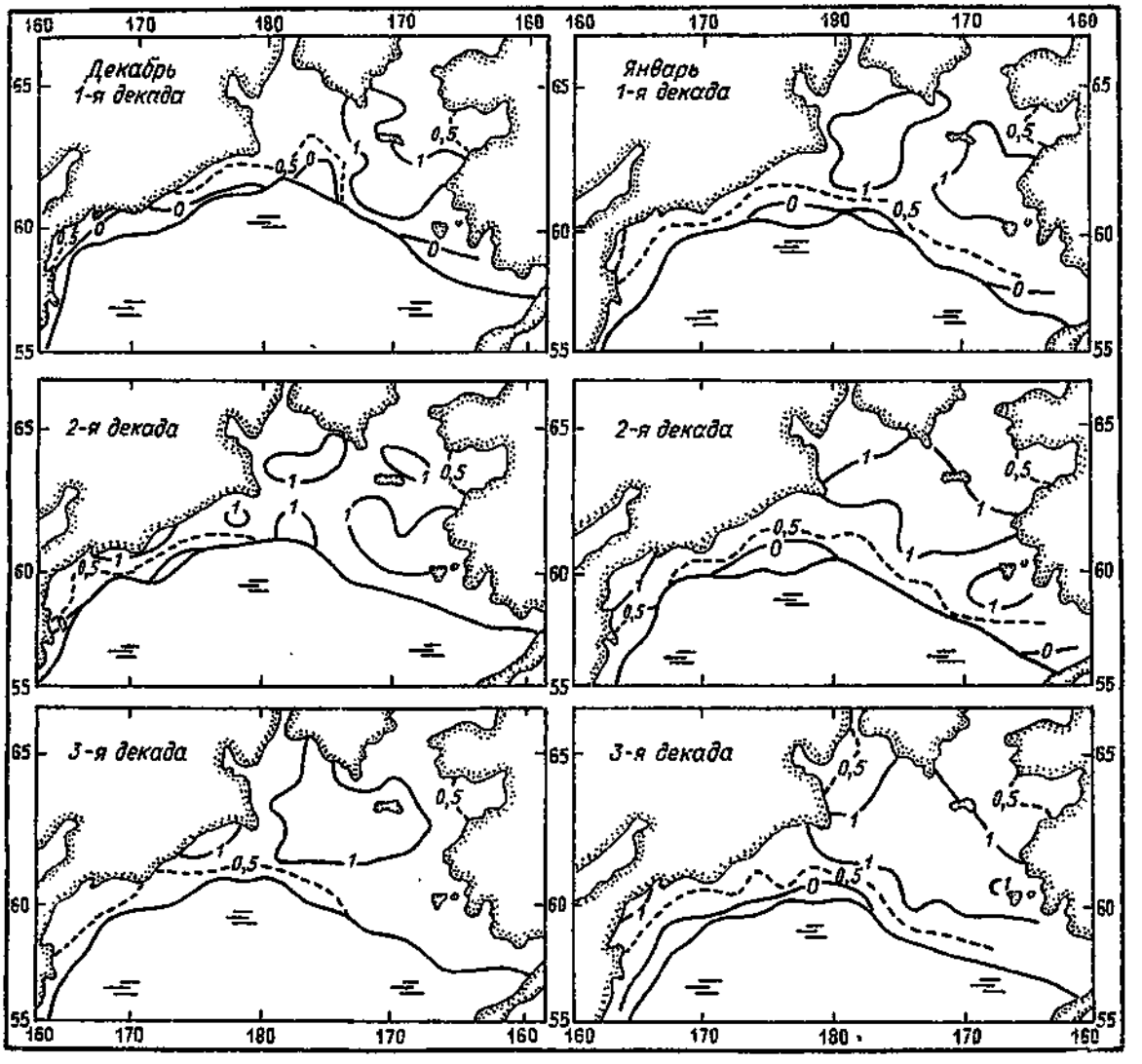


Рис. 40.9. Распределение средних квадратических отклонений для поля форм льда в декабре—мае.

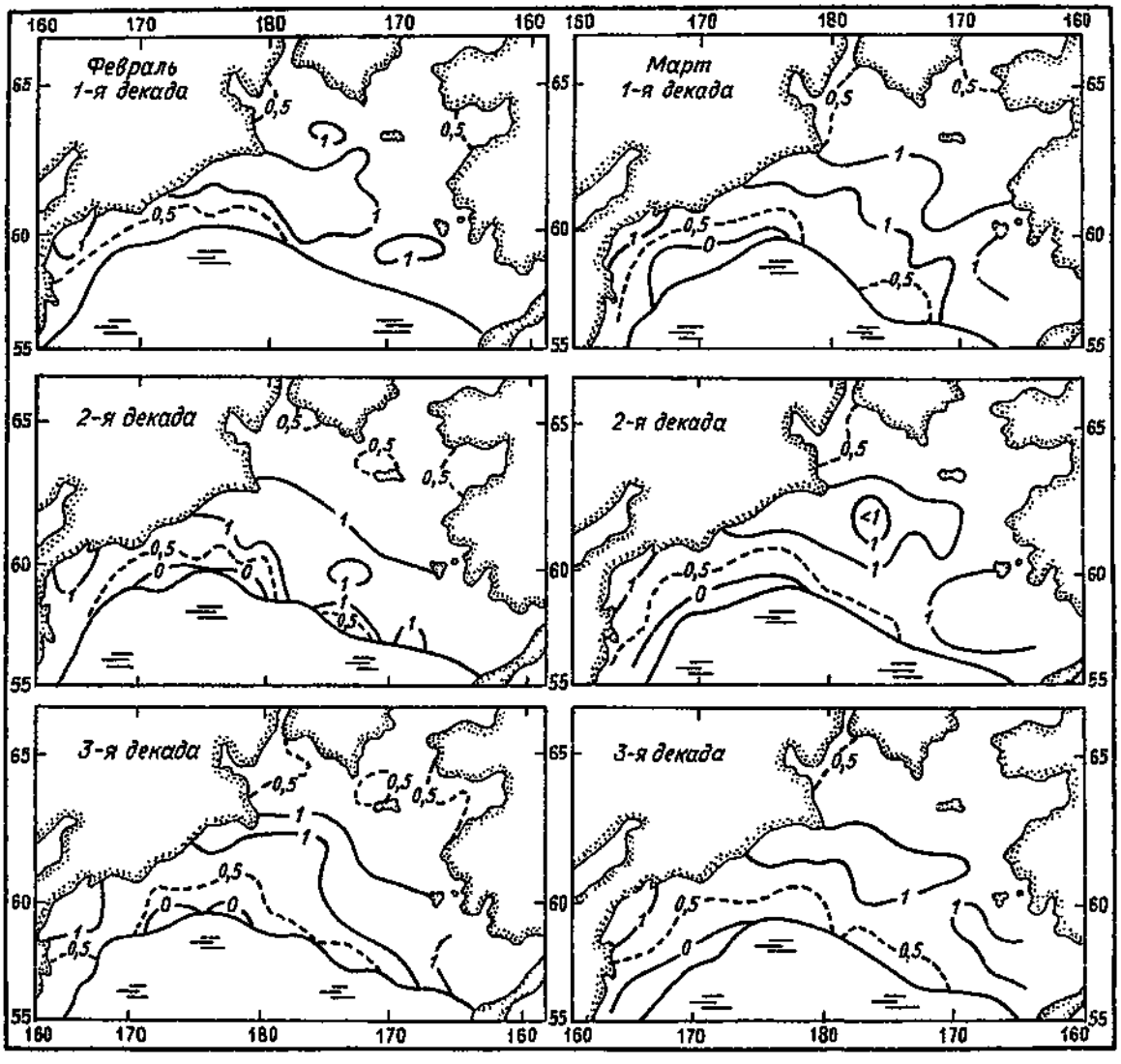


Рис. 40.9. Продолжение.

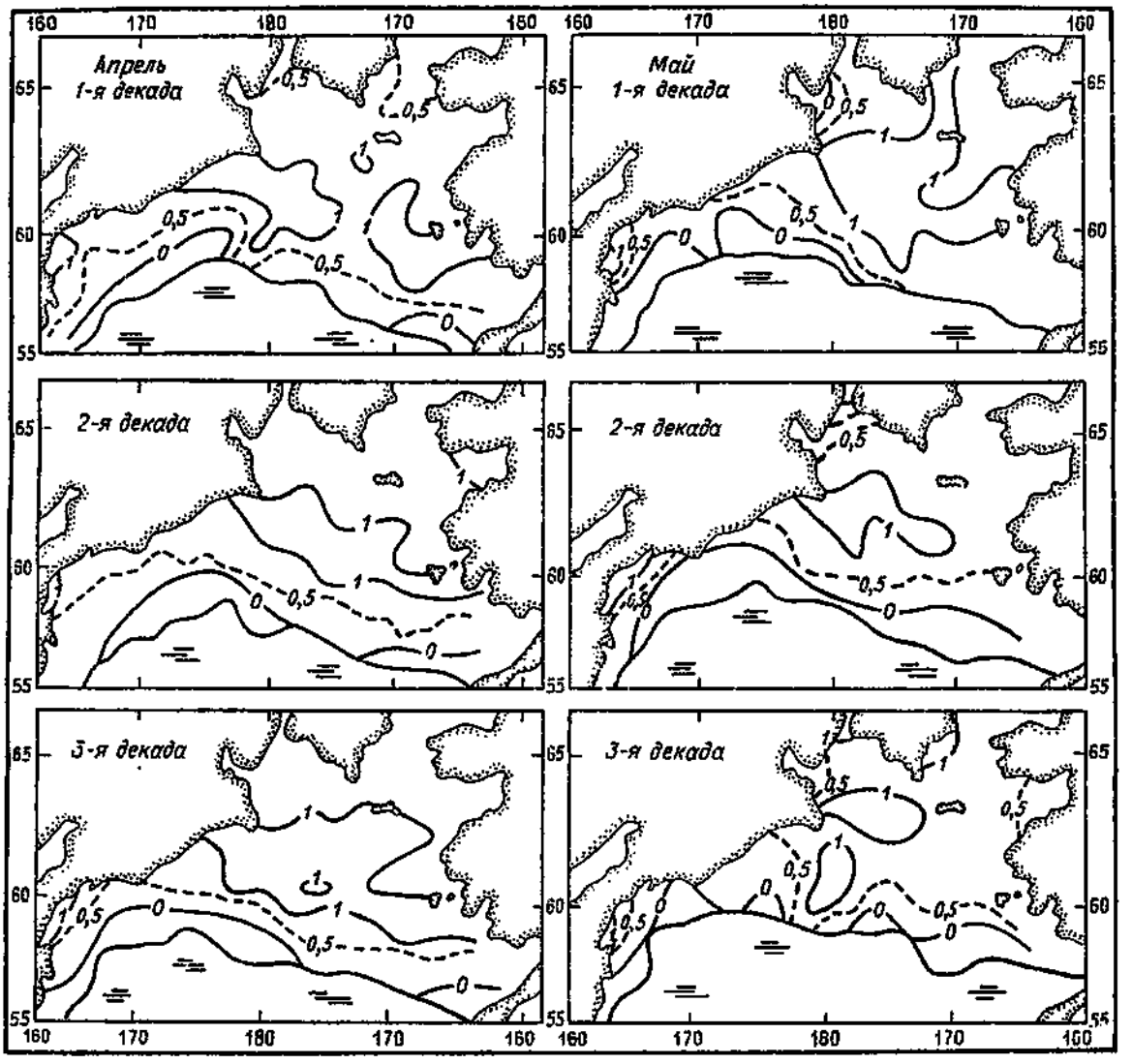


Рис. 40.9. Окончание.

Распределение возрастных характеристик льда в Беринговом море имеет ряд особенностей. В отличие от значительной широтной составляющей в распределении сплоченности льда, в поле возраста доминирует меридиональная направленность зон. Зоны максимальных возрастных характеристик приурочены к северо-восточным и северо-западным областям и вытянуты к югу. В начале декабря это отдельные участки серо-белого льда, к концу месяца формирующие обширную зону, которая занимает почти все море. Одновременно в северо-восточных и северо-западных областях начинают развиваться зоны белого льда, которые, постепенно увеличиваясь, спускаются к югу и в марте занимают преобладающую часть моря. Зоны более легких возрастных характеристик в основном локализуются в южных областях преимущественно в первую половину сезона. В апреле эти зоны заполняются более старым льдом, что связано с особенностями дрейфа льда в Беринговом море. Кроме того, в течение всего ледового сезона зона пониженных возрастных характеристик наблюдается в виде языка, вытянутого к югу от Чукотского полуострова. Небольшая достаточно стационарная зона тяжелых льдов формируется и в прибрежной зоне на севере п-ова Камчатка (рис. 40.6, 40.7).

Изменчивость возрастных характеристик максимальна в середине ледового сезона и приурочена к прибрежным районам восточного побережья Камчатки, юга Чукотского полуострова и районам, примыкающим к Берингову проливу. Зоны минимальной изменчивости наблюдаются в областях, примыкающих к кромке льда, и в северо-западных районах Анадырского залива.

Образование крупных форм льда, как и других сложных ледовых характеристик наблюдается в северо-западной части и северо-восточной части моря. Эти формы льда существуют в течение всего ледового периода. От декабря к маю эти области расширяются, смыкаются между собой, распространяются к югу, потом опять уменьшаются и локализуются в северо-западных и северо-восточных районах моря. Зоны битого льда обычно приурочены к прикромочной области, а в отдельные годы они занимают всю центральную часть (рис. 40.8, 40.9).

В центральной части моря формируется и область максимальной изменчивости форм льда, которая наблюдается в течение всего сезона и тесно связана с эволюцией районов, где отмечается сплоченность 4—8 баллов.

Минимальная изменчивость отмечается в северо-западных и северо-восточных районах моря и в прикромочной области (см. рис. 40.8).

40.9. Торосистость и заснеженность льда

Особенности гидрометеорологических процессов в море создают благоприятные условия для образования обширных зон торошения льда.

Торошение льда вызывается главным образом нажимными ветрами и приливными течениями.

В первой половине зимы на большей части моря торосистость льда составляет 1—2 балла, увеличиваясь к марту до 2—3 баллов. Ровный лед встречается лишь на участках, прилегающих к подветренным берегам.

Зоны с повышенной торосистостью наблюдаются в прибрежных и прикромочных районах, в открытых районах моря торосистость льда наименьшая.

В апреле с изменением генерального дрейфа льда с западного на северное повышается торосистость льда в северных районах, а на юге торосы разрушаются. В отдельных районах торосистые участки сохраняются даже в июле.

Заснеженность льда является хорошим показателем динамики ледяного покрова: участки с минимальной заснеженностью являются стационарными зонами оттеснения льда от берега, а там, где снежный покров сильно развит, происходит постоянное уплотнение ледяного покрова.

В декабре зоны с повышенной заснеженностью более 2 баллов образуются в западной части Анадырского залива, к востоку от о. Св. Лаврентия вплоть до Берингова пролива, а также во внутренних частях заливов Карагинского и Нортон. Слабо заснеженный (не более 1 балла) лед почти повсеместно встречается вдоль кромки льда и вблизи побережья с подветренной стороны.

С февраля по апрель все зоны с высокой и низкой заснеженностью сохраняются, причем в марте в некоторых районах заснеженность увеличивается до 3 баллов. Наибольшее количество снега на льду отмечается в апреле, в мае снежный покров сокращается за счет интенсивного таяния сверху.

Максимальные измеренные толщины снега по станциям Берингова моря в марте—апреле обычно не превышают 70—80 см.

40.10. Сжатие и разрежение льда

Процессы сжатия и разрежения льда, происходящие в ледяном покрове в основном под действием ветра и приливных течений, определяют возможность зимнего плавания судов. Специальных наблюдений за сжатиями льда в открытых районах Берингова моря не проводилось. Косвенные наблюдения за переформированием ледяного покрова и единичные сообщения с рыболовецких судов, работающих в прикромочной зоне, показывают, что сильные сжатия льда в этих районах возникают при выходе глубоких циклонов в юго-западную и южную части моря, когда кромка льда начинает смещаться на север, ледовитость моря уменьшается и, следовательно, происходит сильное уплотнение льда.

Участки со стационарными сжатиями льда наблюдаются в заливах Карагинском, Бристольском и Анадырском, а также в Беринговом проливе.

Сжатия, обусловленные приливными течениями, наблюдаются в основном в заливах. При ветрах штормовой силы, совпадающих по направлению с течениями, отмечаются максимальные сжатия (до 3 баллов).

40.11. Дрейф льда

Дрейф льда в Беринговом море зависит от атмосферной циркуляции и постоянных течений.

В декабре—марте лед дрейфует главным образом в южном и юго-западном направлении, способствуя увеличению общей ледовитости моря, а весной (апрель—май) — в северном, сокращая ледовитость моря. При этом зимний генеральный перенос льда направлен с востока на запад.

В различные по ледовитости зимы дрейф льда имеет свои особенности. В умеренные зимы лед дрейфует от берегов Аляски в широтном направлении; в западной половине моря генеральный дрейф льда меняет свое направление на запад-юго-запад. Тяжелый лед, дрейфующий из зал. Нортон, проникает в восточную часть Анадырского залива, а из районов бух. Кускоквим, двигаясь вдоль кромки, может достигать м. Наварин.

Для суровых зим характерен дрейф льда по более южной траектории. Из районов бухты Кускоквим тяжелый лед дрейфует с западной составляющей к морскому побережью, где смыкается со льдом, распространяющимся из зал. Нортон и западной части Анадырского залива. К апрелю вдоль кромки льда образуется пояс, сформированный из тяжелых плавучих льдов.

В мягкие зимы наблюдается циклонический дрейф льда в море: из Бристольского залива лед дрейфует в сторону Берингова пролива, а из Анадырского залива — к восточному побережью Камчатки. При этом происходит активное накопление льда в Анадырском заливе и очень слабый его вынос в юго-западном направлении.

В некоторых локальных районах моря дрейф льда, усложняя ледовый режим, затрудняет стоянки судов и погрузо-разгрузочные работы.

Средняя скорость дрейфа льда в открытом море составляет 10—15 см/с, при выходе глубокого циклона на Беринговое море его скорость временами увеличивается до 20 см/с.

40.12. Припай

В Беринговом море припай большого распространения не имеет. Устойчивый неподвижный лед образуется сначала в устьях рек и в мелководных, глубоко вдающихся в сушу губах, бухтах и заливах. Раньше всего он появляется в устьях рек Анадыря и Кускоквима — во 2-й декаде октября. С декабря сплошной припай устанавливается на акватории всех портов Берингова моря, за исключением Усть-Камчатска.

Устойчивый припай, полностью покрывающий лиман р. Анадыря, сохраняется в зимы всех типов. В остальных районах он устойчив только в суровые зимы. В открытых районах побережья припай не образуется, за исключение участка от зал. Креста до лагуны Амаам, где он блокирует подходы к Анадырскому лиману и бух. Угольной, и района Чукотского полуострова от м. Чаплина почти до м. Дежнева. Этот припай формируется из плавучих льдов поздней осенью, в период действия прижимных ветров.

Припай преимущественно торосистый. Отдельные торосистые образования в виде гряд, ориентированные параллельно берегу, труднопроходимы для линейных ледоколов.

Максимального развития припай достигает в конце марта — начале апреля. На подходах к лиману р. Анадыря его ширина может достигать 20—25 миль. В среднем в середине мая в Анадырском заливе происходит искусственное разрушение припая (ледокольное). На побережье Аляски припай начинает разрушаться в конце мая — начале июня.

41. Основные трассы зимнего плавания

Плавание в порты Берингова моря и Тихоокеанского побережья Камчатки носит сезонный характер, за исключением порта Петропавловск-Камчатский, где осуществляется круглогодичная навигация. Для продления сроков зимнего судоходства требуется детальный анализ повторяемости возраста и сплоченности льда с учетом плавания по участ-

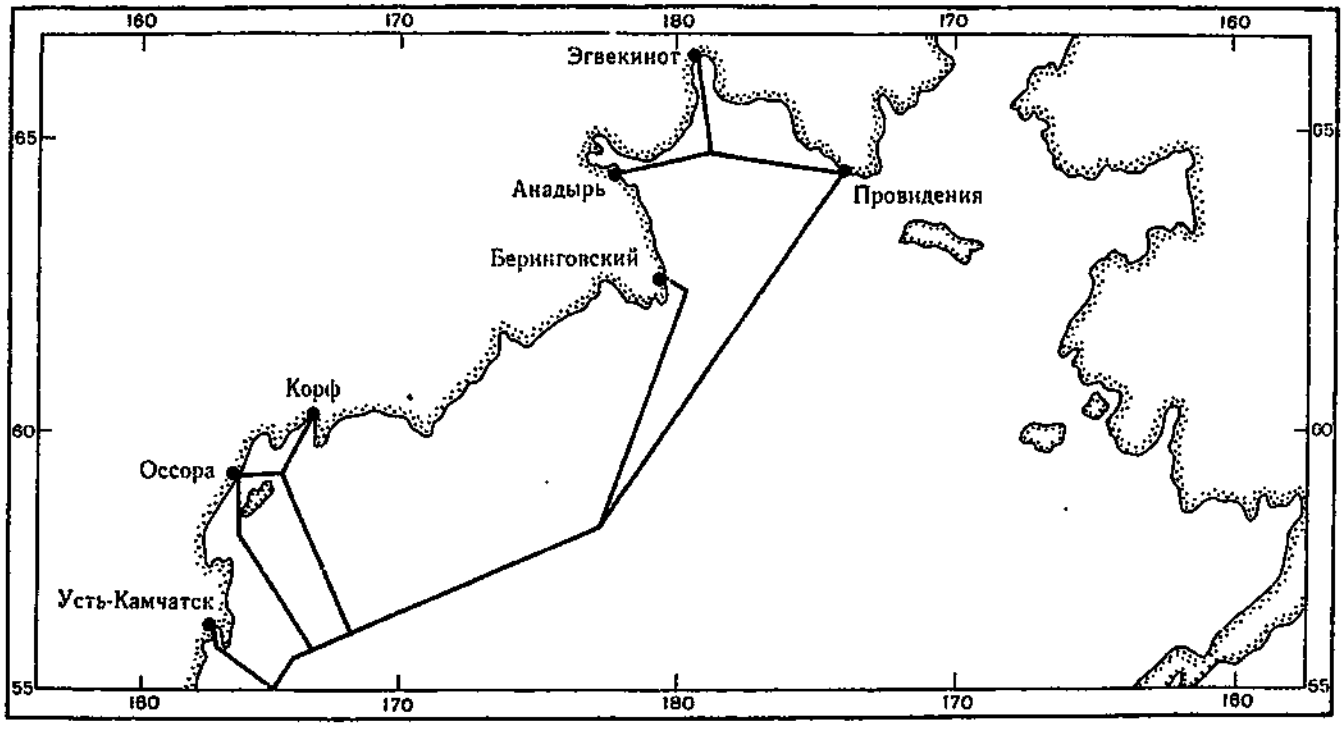
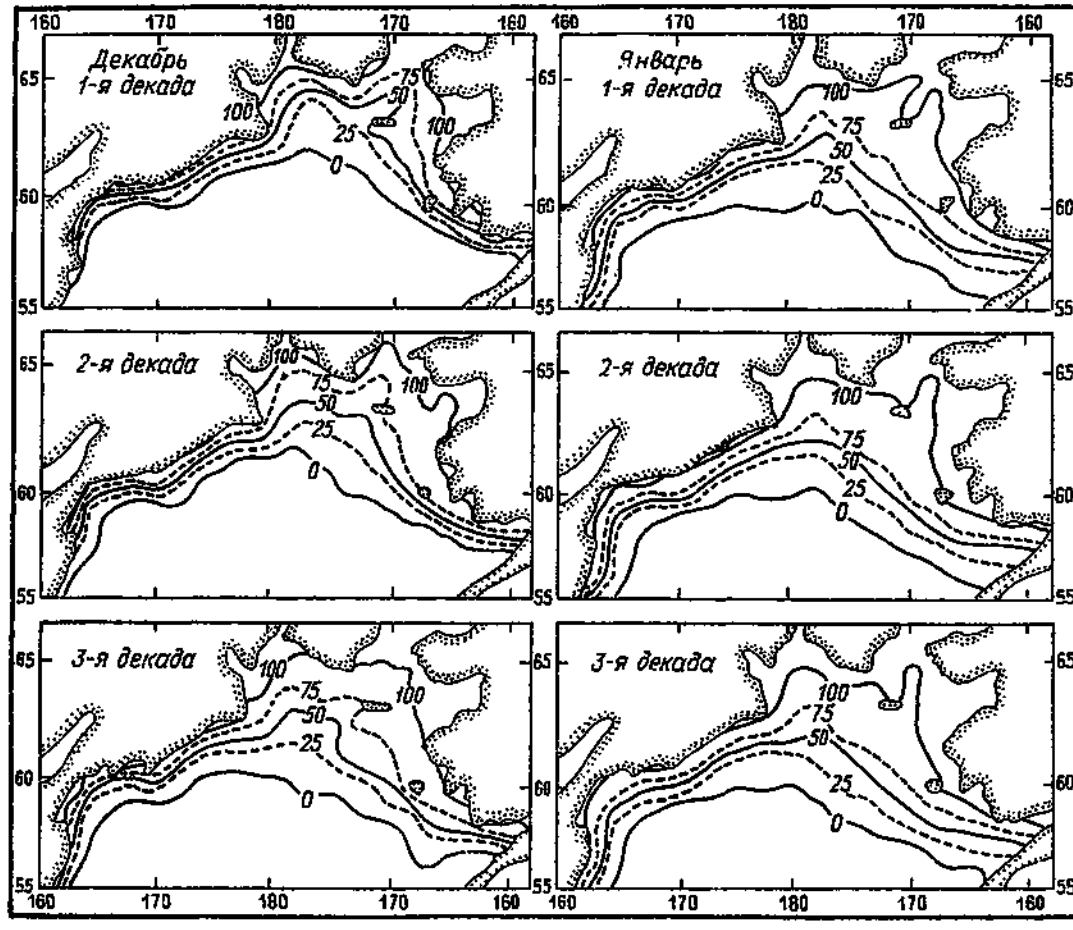
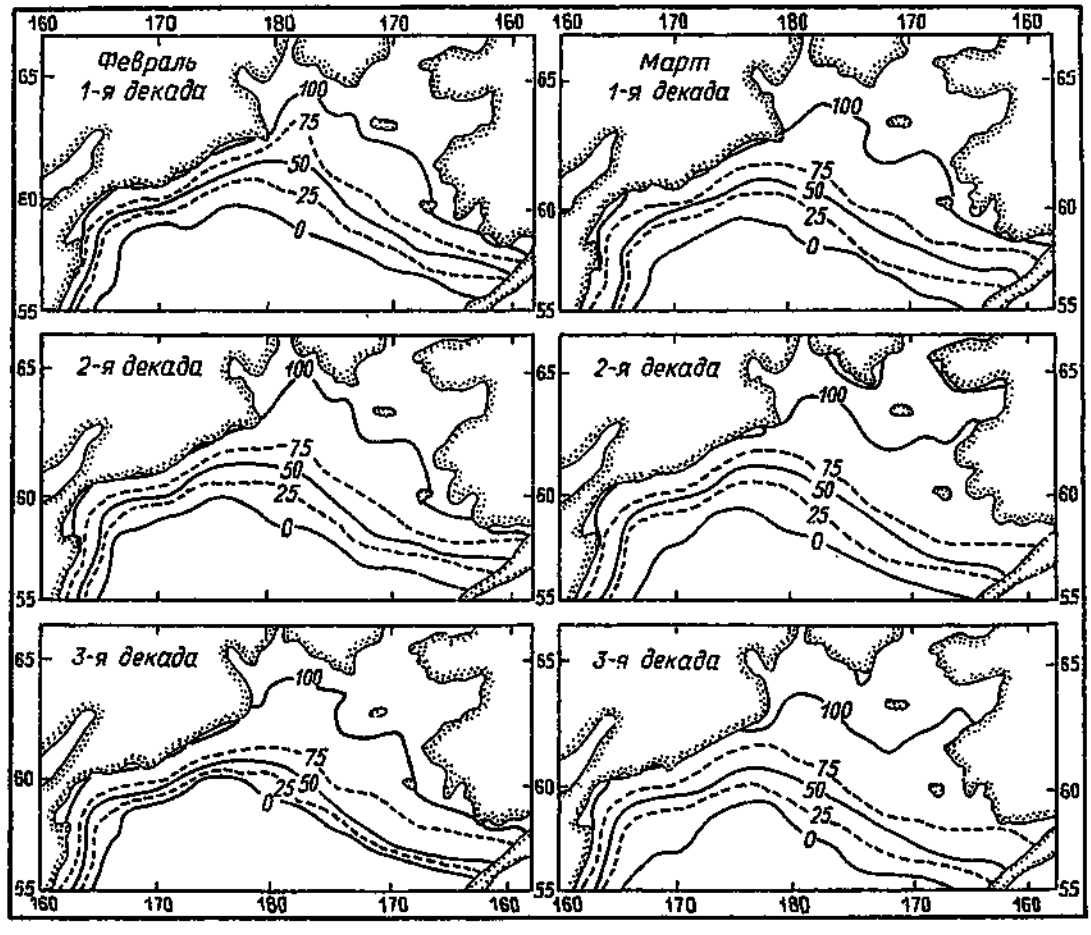


Рис. 41.1. Основные трассы ледовых плаваний в Беринговом море.


Декабрь
1-я декада
Январь
1-я декада
2-я декада
2-я декада
3-я декада
3-я декада
160
170
180
65
60
55
0
25
50
75
100


Февраль
1-я декада
Март
1-я декада
2-я декада
2-я декада
3-я декада
3-я декада
160
170
180
65
60
55
0
25
50
75
100

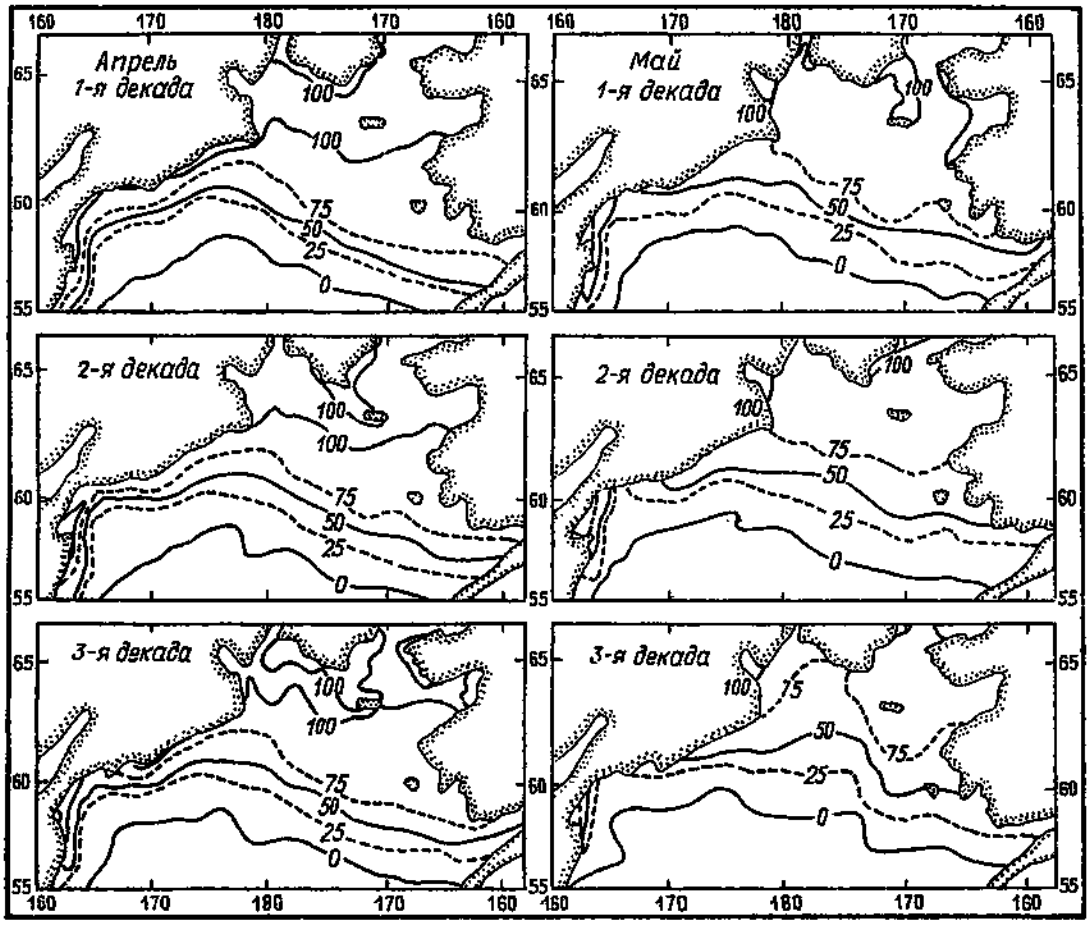


Рис. 41.2. Карты вероятности (%) встречи со льдом в декабре—июне.

кам с наиболее легкими условиями и форсирования зон с тяжелым льдом по кратчайшему расстоянию.

Маршруты в порты северной части Берингова моря следует прокладывать в обход анадырского массива льда с востока, по зонам более слабых льдов. Суда, выйдя в район бух. Провидения, проходят вдоль берега в район м. Уэлькаль и далее в зал. Креста или район Анадырского лимана. Вдоль этой трассы преобладают более слабые льды, а часть пути проходит по зонам молодых ниласовых льдов. Наличие таких льдов зимой определяется преобладанием в этом районе ветров северных румбов.

Наиболее сложные ледовые условия наблюдаются на подходах к порту Беринговский (бух. Угольная) и в Анадырском лимане. Припай бух. Угольной почти всегда состоит из набивных заснеженных льдов, с мористой стороны оконтуренных несколькими грядами мощных торосов. Барьер этих торосов с моря часто блокирован поджатым поясом сплоченных льдов, которые даже при сильном ветре северных румбов не отрывает от припая. В бух. Угольной навигация осуществляется в среднем с июня по ноябрь. При этом для ускорения сроков навигации проводится взлом припая в бухте с помощью ледоколов.

В Анадырском лимане морские операции начинаются в сроки, близкие к естественному взлому припая, из-за невозможности искусственного вмешательства в течение природных процессов в силу мелководности залива. Вскрытие припая здесь определяется динамическим воздействием паводковых вод. При этом следует отметить, что характерной особенностью ледового режима лимана является краткость срока между взломом припая и полным его очищением ото льда. Анадырский морской торговый порт функционирует обычно с середины июня до начала ноября. Зимняя навигация в порты Провидения и Эгвекинот также не проводится, за исключением экспериментальных рейсов.

Характерные трассы движения судов в основные порты Берингова моря на период максимального распространения ледяного покрова приведены на рис. 41.1, 41.2. Кроме того, авторами [14] проведена систематизация сведений о возможных сроках начала и окончания плаваний судов различных ледовых классов в совокупности с анализом существующих ледовых условий дальневосточных морей, что позволило в общих чертах представить предельные параметры состояния ледяного покрова, при которых возможно самостоятельное плавание судов различных ледовых классов.

42. Обледенение судов

Повышению эффективности морских операций на морях Дальневосточного региона сопутствует последовательное и всестороннее изучение комплекса опасных и стихийных (особо опасных) гидрометеорологических явлений, зачастую являющихся причиной аварийных ситуаций.

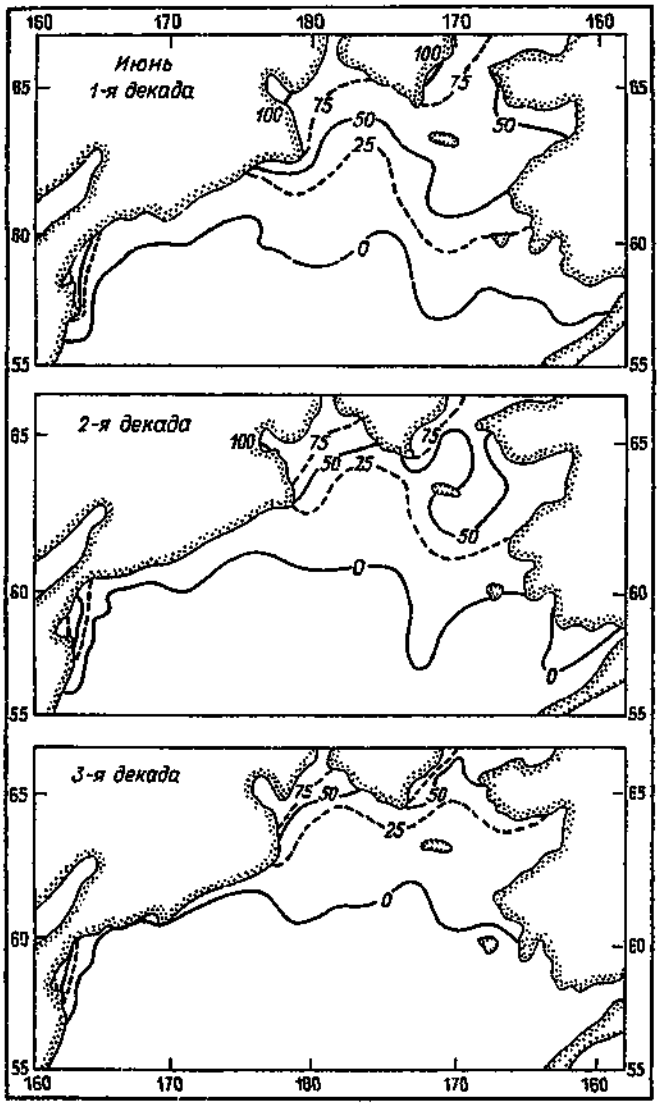


Рис. 41.2. Окончание.

Одним из наиболее частых и опасных явлений, связанных со спецификой гидрометеорологического режима дальневосточного бассейна, является обледенение.

За случай обледенения принималось явление, отмеченное в одном районе судами (или одним судном) независимо от его продолжительности. Опасным считалось медленное обледенение с интенсивностью нарастания льда до 2,0 т/ч, стихийным — быстрое и очень быстрое обледенение с интенсивностью нарастания льда 2,0 т/ч и более.

Выборка случаев обледенения судов проводилась за период с 1966 по 1988 г. по материалам Колымского и Камчатского гидрометцентров. Сведения о более ранних случаях обледенения взяты из материалов предшествующих обобщений [14].

Следует иметь в виду, что представленные материалы не могут считаться однородными, так как они были получены с самых разнообразных по тактико-техническим данным судов. Кроме того, они не являются достаточно полными в силу специфики работы флота в холодный период, а также вследствие ряда мер, принятых для обеспечения безопасности мореплавания.

При наличии факта обледенения фиксировался комплекс основных гидрометеорологических факторов (температура воды и воздуха, волнение, скорость и направление ветра, причина обледенения), который также включался в проводимый анализ.

В результате проведенного критконтроля определенная часть информации, не отвечающая по качеству и полноте необходимым требованиям, была исключена из последующего рассмотрения.

Всего по Берингову морю было проанализировано 806 случаев обледенения, из них 77 случаев СГЯ. Временное распределение отмеченных ситуаций представлено в табл. 42.1.

Таблица 42.1

Количество случаев обледенения по наблюдениям в Беринговом море

	X	XI	XII	I	II	III	IV	Год
Всего	12	80	144	182	207	147	34	806
СГЯ	5	10	10	9	28	15	—	77

Однако при анализе статистики (см. табл. 42.1) необходимо учитывать, что количество фиксируемых случаев обледенения определяется не только сложившимися гидрометеорологическими условиями, но и интенсивностью морских операций на акватории. Тем не менее значительный объем информации, привлекаемой к анализу, позволяет получить достаточно достоверную картину особенностей обледенения судов и выявить характерные черты синоптических условий, приводящих к возникновению этого явления в Беринговом море.

Главными элементами гидрометеорологического режима, определяющими обледенение судов, являются температура воздуха и воды, скорость и направление ветра, высота волн. Анализ фактических данных показал, что наиболее благоприятные условия для возникновения обледенения создаются в тыловой части циклонов при перемещении последних над акваторией моря (более 50 % случаев). Главным фактором, определяющим обледенение, является адвекция холодного воздуха в тыловой части циклона при достаточно сильных ветрах, преимущественно северного или северо-западного направлений. Зона обледенения обычно находится на некотором удалении от холодного фронта. Это можно объяснить тем, что непосредственно за фронтальным разделом температура воздуха еще не достигает тех низких значений, которые требуются для обледенения. К тому же в зоне фронта вследствие изменения направления, а соответственно и скорости ветровых потоков происходит ослабление волнения. При подобном типе процессов возрастает вероятность возникновения СГЯ.

Следующими по частоте повторяемости стоят случаи обледенения в зонах теплых фронтов или соответствующих фронтов окклюзии, когда предшествующие процессы уже обеспечили над акваторией моря низкие температуры воздуха (около 30 % случаев), и в передней части мощных антициклонов, где осуществляется адвекция холодного воздуха с севера (около 20 % случаев).

Основной причиной обледенения судов является их забрызгивание и заливание водой, нередко в сочетании с осадками (около 95 % случаев). Оседание тумана на переохлажденной поверхности суд-

Таблица 42.2

Вероятность (%) обледенения судов в зависимости от высоты волн

Степень обледенения	Высота волн, м							Всего
	0—1	2	3	4	5	6	> 6	
ОЯ	3,9	10,7	27,1	31,0	16,4	2,9	2,4	94,4
СГЯ	—	0,1	0,7	1,0	1,5	1,3	1,0	5,6
Всего	3,9	10,8	27,8	32,0	17,9	4,2	3,4	100,0

Таблица 42.3

Вероятность (%) случаев обледенения судов в Беринговом море

Степень обледенения	X	XI	XII	I	II	III	IV	Всего
ОЯ	0,9	8,7	16,7	21,5	22,2	16,3	4,2	90,5
СГЯ	0,6	1,2	1,2	1,1	3,5	1,9	—	9,5
Всего	1,5	9,9	17,9	22,6	25,7	18,2	4,2	100,0

на, намерзание выпадающих осадков приводят к обледенению судов не часто.

Стихийное гидрометеорологическое явление наблюдается только от забрызгивания и заливания водой, возможно сочетание с другими причинами.

Общей особенностью в распределении повторяемости является уменьшение числа случаев обледенения в ситуациях, когда температура воздуха ниже −16 °С, что, по-видимому, связано с интенсивным ледообразованием, происходящим при низких температурах, которое, в свою очередь, препятствует возникновению волнения, т. е. устраняется основная причина обледенения — забрызгивание.

Интересно и то, что зависимость обледенения от высоты волн достаточно проста и практически не меняется по акватории дальневосточных морей (табл. 42.2).

Максимум повторяемости обледенения лежит в интервале высот волн 3—4 м. Максимум повторяемости СГЯ, как и следует из физических предпосылок, несколько сдвинут и находится в интервале высот волн 5—6 м. Тем не менее однозначно выделить преобладающую высоту волн, наиболее способствующих обледенению, затруднительно. Очевидно, что обледенение определенным образом зависит не только от высоты волн, но и от курса судна относительно направления волнения.

Помимо перечисленного, следует отметить, что за весь рассматриваемый период условия для очень быстрого обледенения (свыше 6 т/ч) в Беринговом море складывались крайне редко и вероятность очень быстрого обледенения практически равна нулю.

Обледенение судов в Беринговом море отмечается с октября по апрель, чаще всего в декабре—марте. Продолжительность периода колеблется от 7 до 5 мес в северной и южной частях соответственно. Максимальная повторяемость обледенения приходится на январь—февраль, минимальная — на октябрь (табл. 42.3).

Экстремально раннее обледенение наблюдалось 16 октября 1986 г., экстремально позднее — 2 мая 1984 г. Наибольшее количество случаев обледенения (148 из всех или 18,4 %) зафиксировано в осенне-зимний период 1978-79 г., наименьшее — в сезон 1985-86 г. (7 случаев или 0,9 %). Относительно СГЯ картина несколько иная: максимум наблюдался в зиму 1968-69 г. (28 случаев или 36,4 % от всех зафиксированных СГЯ). В отдельные годы, например 1966-67 и 1978-79, СГЯ вовсе не зарегистрированы. Подобное несоответствие свидетельствует об отсутствии линейной связи между различными интенсивностями обледенения.

Различие в гидрометеорологическом (главным образом в термическом) режиме обусловливает неравномерность распределения обледенения по акватории (рис. 42.1). На рисунках выделены границы зон возможного обледенения различной интенсивности, полученные в результате статистической обработки наблюденных значений. Как следует из рисунков, обледенение преимущественно наблюдается на севере, в центральных и западных районах моря. Реже явление встречается на юго-востоке и возможно здесь только с января по апрель.

Быстрое обледенение (СГЯ) наблюдается почти повсеместно, исключение составляет часть акватории, которая расположена к югу от 54° с. ш. Наиболее вероятно оно с ноября по март, причем 3/4 случаев за последние полтора десятка лет зарегистрированы в северной и центральной частях моря.

По имеющимся данным, продолжительность СГЯ колеблется в широких пределах — от 6 ч до 4 сут, но преимущественно оно длится около суток.

Анализ показал (табл. 42.4—42.6), что обледенение судов возникает при температуре воздуха, как правило, ниже −3 °С, при этом 74,4 % случаев приходится на интервал температур от −3 до −16 °С. При температуре ниже −16 °С явление встречается сравнительно редко. При температурах выше −3 °С обледенение наблюдалось в 17,3 % случаев, однако в подавляющем большинстве ситуаций обледенение при этом возникало, если температура воздуха была не выше −2 °С, а температура воды была отрицательна или близка к нулю.

Направление ветровых потоков может быть различным, но максимальная повторяемость обледенения отмечается при северо-восточных ветрах (более 50 % случаев), ветрах северо-западного и северного направлений, дающих около 24 и 14 % повторяемости обледенения соответственно. Практически не наблюдается обледенения (повторяемость всего 0,3 %) при ветрах с юга. Явление преимущественно встречается при ветрах скоростью более 5 м/с (93 % случаев). В подавляющем большинстве ситуаций высота волн оказывалась не менее 2 м.

Быстрое обледенение (СГЯ) наиболее вероятно при северо-восточных ветрах скоростью от 15 до

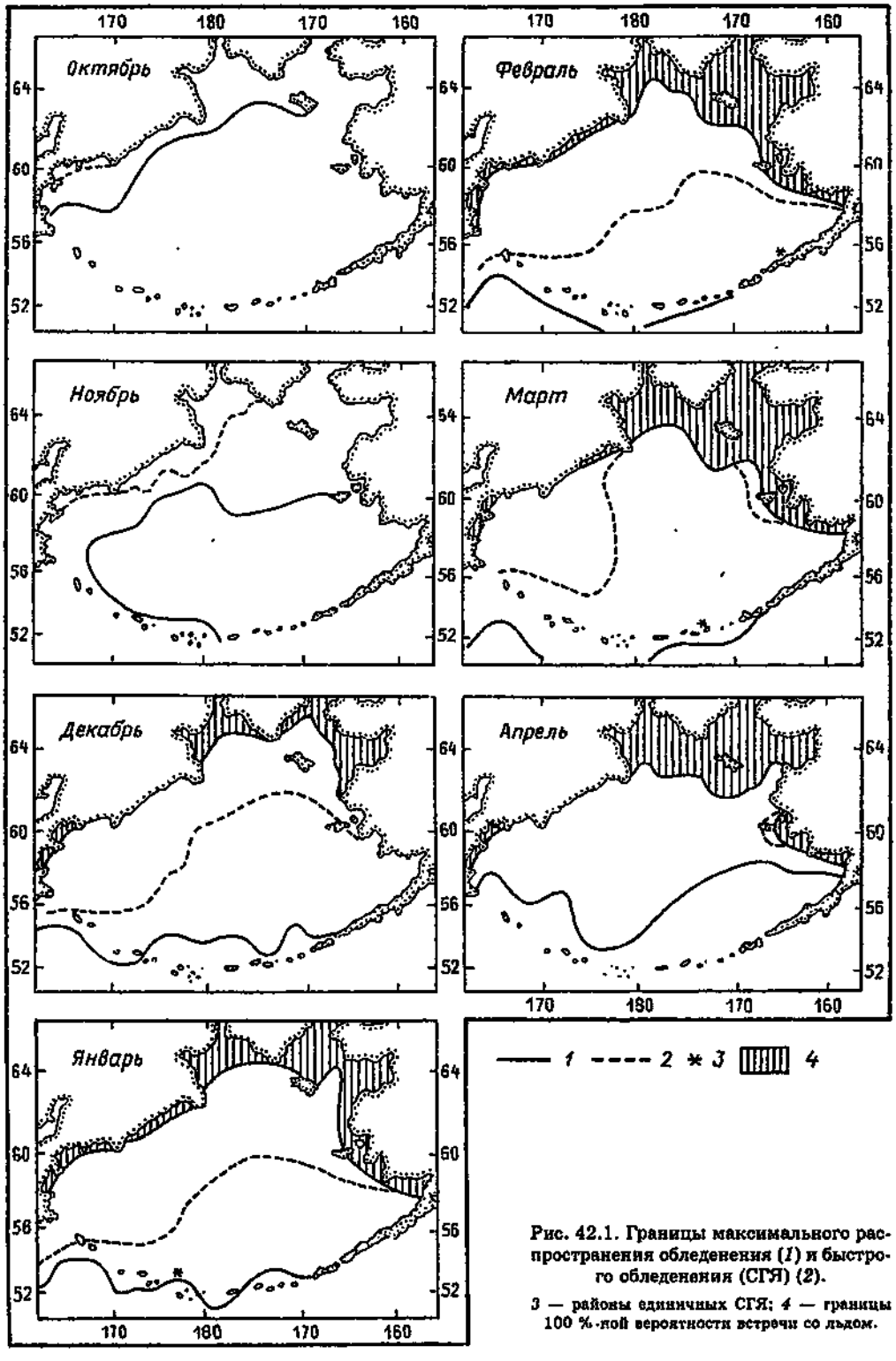


Рис. 42.1. Границы максимального распространения обледенения (*1*) и быстрого обледенения (СГЯ) (*2*).

3 — районы единичных СГЯ; *4* — границы 100 %-ной вероятности встречи со льдом.

20 м/с. При южных ветрах оно вообще не отмечается. Температура воды при СГЯ обычно ниже 3 °С, температура воздуха ниже −3 °С. Быстрому обледенению способствует сильное волнение.

Проведенное обобщение позволило в первом приближении показать основные черты пространственно-временной структуры повторяемости обледенения в Беринговом море, а также оценить зависимости повторяемости обледенения, представленные в табличном виде, от ряда основных гидрометеорологических факторов.

Степень детализации материала зависела от объема и качества исходных данных. Дальнейшее уточнение полученных оценок возможно только при значительном качественном и количественном обновлении архива наблюдений исследуемого явления.

Тем не менее полученные в работе результаты и сформулированные рекомендации уже в настоящем виде могут служить справочным пособием для планирования мер по обеспечению безопасности мореплавания в Беринговом море.

Таблица 42.4

Повторяемость (%) случаев обледенения судов в Беринговом море в зависимости от градаций скорости ветра

Градация скорости ветра, м/с	X	XI	XII	I	II	III	IV	Среднее
< 3	—	1,8	8,8	1,8	0,5	0,8	—	2,6
3—5	—	5,4	7,3	4,7	6,1	4,5	—	5,4
6—10	16,7	30,3	24,1	26,6	30,2	18,3	17,6	25,5
11—15	66,6	35,7	32,8	39,6	30,2	46,6	41,2	37,2
16—20	16,7	14,3	20,4	18,4	22,6	13,5	17,6	18,6
> 20	—	12,5	6,6	8,9	10,4	15,8	23,6	10,7

Таблица 42.5

Повторяемость (%) случаев обледенения судов в Беринговом море в зависимости от направления ветра

Направление ветра	X	XI	XII	I	II	III	IV	Среднее
Северное	66,7	23,0	17,4	18,1	7,6	6,8	11,1	13,9
Северо-восточное	—	34,4	36,4	52,0	65,3	72,9	27,9	51,2
Восточное	—	—	3,0	1,1	10,6	3,0	5,6	4,2
Юго-восточное	—	—	0,8	0,6	5,9	2,3	—	2,1
Южное	—	—	0,8	—	—	—	5,5	0,3
Юго-западное	—	3,2	3,0	2,2	1,2	0,7	5,5	2,0
Западное	—	3,3	3,8	4,0	0,6	2,3	—	2,6
Северо-западное	33,3	36,1	34,8	22,0	18,8	12,0	44,5	23,7

Таблица 42.6

Повторяемость (%) случаев обледенения судов в Беринговом море в зависимости от градаций температуры воды и воздуха

Градация температуры, °С		X	XI	XII	I	II	III	IV	Среднее
Вода	> 3	50,0	25,7	27,3	9,5	14,9	13,7	23,5	17,0
	< 3	50,0	74,3	72,7	90,5	85,1	86,3	76,5	83,0
Воздух	> −3	66,7	17,1	24,8	17,3	22,8	16,8	41,2	20,8
	−3 ... −16	33,3	82,9	68,2	74,4	72,0	83,2	58,8	74,4
	< −16	—	—	7,0	8,3	5,7	—	—	4,8

43. Методы прогнозирования ледовых условий в Беринговом море и перспективы их развития

Берингово море является самым северным и суровым из морей Дальнего Востока. Соответственно повышается и роль ледяного покрова в общем балансе гидрометеорологических факторов, определяющих деятельность человека в этом регионе.

При этом первостепенное значение для развития морских операций приобретает возможность прогнозирования комплекса ледовых параметров.

К сожалению, прогностические разработки носят в основном фрагментарный характер и включают практически лишь выявление зависимостей для определения ледовых фаз по пунктам и ледовитостей для отдельных акваторий [1, 7, 9, 16]. Исключение составляют работы, появившиеся в последнее время, обосновывающие два возможных подхода к проблеме предсказания положения кромки льда [12, 21]. В первой на основе данных о характере атмосферной циркуляции и о сопутствующих модификациях кромки льда делается вывод о возможности вероятностного прогноза различных градаций смещения кромки льда в Беринговом море в зависимости от чередования форм атмосферной циркуляции над II естественным синоптическим районом. Вероятность появления той или иной градации при этом оценивалась по формуле

$$P_k(\tau) = \sum_{j=1}^{s} P_j(\tau) P(k/j), \qquad (43.1)$$

где $P_k(\tau)$ — вероятность появления k-й градации смещения кромки льда; $P(k/j)$ — условная вероятность появления k-й градации смещения кромки льда в предположении, что имела место j-я форма атмосферной циркуляции; $P_j(\tau)$ — вероятность появления j-й формы атмосферной циркуляции, для представления которой использовалась модель простой марковской цепи:

$$P(\tau) = P(0)P_1^{\tau}, \qquad (43.2)$$

где $P_1 = \|P_{ij}\|$ — матрица переходных вероятностей; $P(\tau)$ — вектор-строка ожидаемых повторяемостей различных форм циркуляции; τ — заблаговременность прогноза.

Прогноз осуществляется по ряду секторов, на которые было разбито Берингово море. Аналогичная модель также реализована и для прогноза ледовитости [11]. Результаты испытания предложенной модели оказались вполне удовлетворительными и, учитывая, что вероятностные оценки являются весьма удобной и перспективной формой прогностической информации, в будущем планируется расширить сферу применения вероятностных моделей.

Во второй работе [21] для прогноза положения кромки льда использовался алгоритм, являющий-

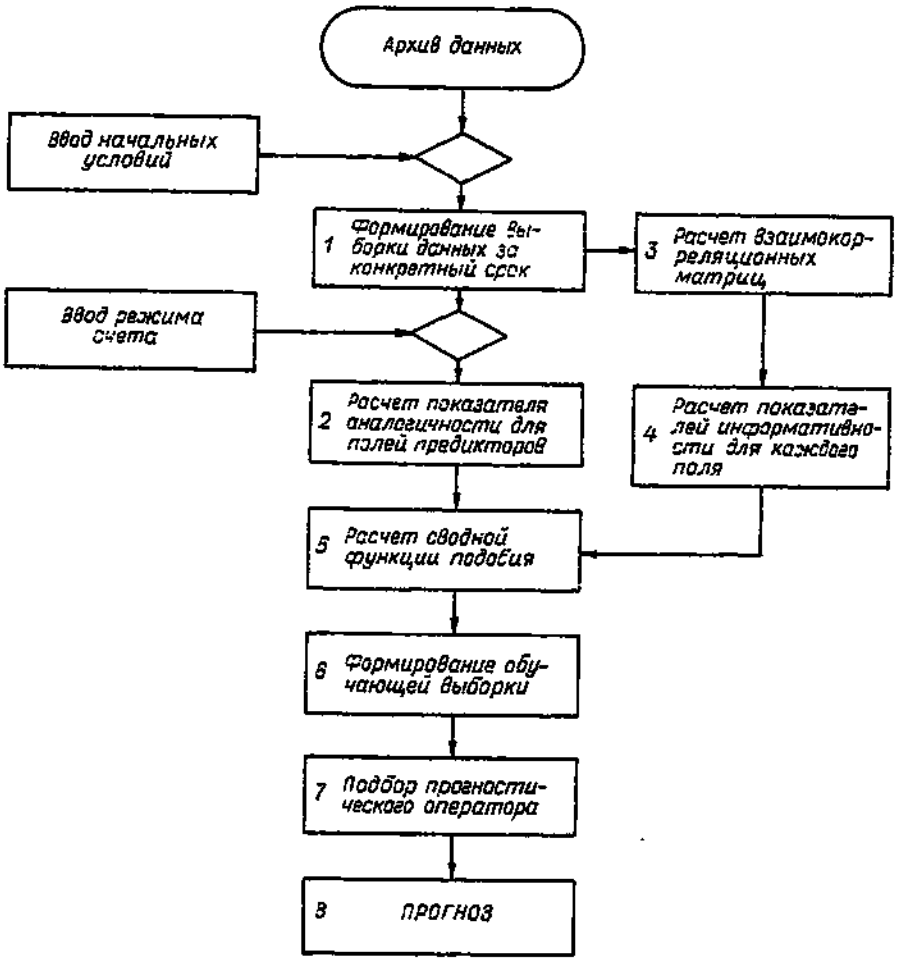


Рис. 43.1. Блок-схема прогноза положения кромки льда.

ся суперпозицией физико-статистического подхода и обобщенного метода аналогов (рис. 43.1). На первом этапе из исторического архива данных формируются выборки всех характеристик, участвующих в прогнозе, за время, указанное в начальных условиях. Под начальными условиями здесь подразумеваются текущие значения комплекса предикторов, используемых в прогнозе. После этого рассчитываются функции подобия объектов (блок 2) вида

$$\varphi_j(1)(D_k) = \varphi_j(\max|x_{ik} - y_i|); \tag{43.3}$$

$$\varphi_j(2)(D_k) = \varphi_j\sqrt{\left[\sum_i (x_{ik} - y_i)^2\right]/N}; \tag{43.4}$$

$$\varphi_j(3)(D_k) = \varphi_j\frac{\sum_i (x_{ik} - \overline{x}_k)(y_i - \overline{y})}{\sqrt{\sum_i (x_{ik} - x_k)^2 \sum_i (y_i - \overline{y})}}, \tag{43.5}$$

а также их возможные сочетания, отдельно для каждой анализируемой характеристики. Здесь x_{ik} — архивные данные (i, j, k — счетчики соответственно точек поля, номера поля и времени); y_i — текущие значения.

Многообразие включаемых метрик аргументов функций (43.3)—(43.5) позволяет в зависимости от задачи прогноза, варьируя аргументом функции подобия, добиваться оптимальных результатов. На следующем шаге (блок 5) определяется сводная функция подобия, показывающая степень вклада каждой ситуации из архива (с дифференцированным учетом влияния на эволюцию предиктанта каждого из полей предикторов) в формирование прогностического поля:

$$\varphi_k = \sum_j a_j \varphi_j(D_k), \tag{43.6}$$

где весовые множители a_j есть средние взвешенные нормированные коэффициенты взаимной корреляции между полями предикторов и предиктантов, рассчитанные с заданным сдвигом по времени (блок 3). В дальнейшем происходит ранжирование полей и формирование обучающей выборки (блок 6). Прогностический оператор записывается в виде

$$\mathbf{X}(\tau) = \left(\sum_k \psi_k x_k\right)\left(\sum \psi_k\right)^{-1}, \tag{43.7}$$

где $\mathbf{X}$ — вектор значений предиктанта; τ — заблаговременность прогноза.

В качестве исходной информации использовались сведения о положении кромки льда в море, получаемые с карт ледовых авиаразведок и снимков искусственных спутников Земли за период начиная с 1960 г. Для численного представления кромки льда ее положение фиксировалось по пересечению с 31 лучом, пересекающим акваторию в

наиболее интересных с точки зрения эволюции ледовых образований районах.

Атмосферные процессы учитывались путем последовательного анализа карт приземного давления и геопотенциала H_{500}. Данные по этим характеристикам снимались по 32 точкам, достаточно равномерно расположенным в азиатско-американском секторе северного полушария. Испытания метода при прогнозах положения кромки льда с заблаговременностью до 3 декад в зимы 1988—1990 гг. показали достаточно высокие результаты. В зависимости от даты прогноза и его заблаговременности обучающая выборка постоянно трансформировалась, что дало возможность в какой-то мере учесть природную нестационарность гидрометеорологических процессов.

В целом оправдываемость прогнозов в течение ледового сезона превысила 70 %, что свидетельствует о правильности физической постановки задачи, и в конечном счете — о перспективности использования подобных технологий в практических целях.

Из зарубежных исследований следует отметить попытку прогноза положения кромки льда в восточном секторе Берингова моря [19, 20, 22—25], хотя в целом использованный подход не отличается от аналогичных разработок, проделанных для Охотского моря.

Помимо несомненных успехов, достигнутых при реализации физико-статистических и вероятностных моделей, в последнее время определенные сдвиги намечаются также в области гидродинамического моделирования [11, 13]. Однако подобные разработки носят пока только исследовательский характер, и говорить о реальном прогностическом вкладе еще рано.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К Ч. IX

1. Арикайнен А.И. Прогноз весенних ледовых явлений в Анадырском заливе // Труды ААНИИ. — 1977. — Т. 346.

2. Бирюлин Г. М. К вопросу о прогнозировании ледовитости Охотского и Берингова морей // Труды ДВНИИ. — 1970. — Вып. 30. — С. 89—93.

3. Булгаков Н. П. О распространении льда в Беринговом море // Океанология. — 1964. — Т. 4. — Вып. 5. — С. 831—841.

4. Гирдюк Г. В., Дементьев А. А., Зубакин Г. К. Ледяной покров Северо-Европейского бассейна как показатель природных климатических циклов // Тез. докл. VII Всесоюз. гляциол. симпоз. — М., 1984. — С. 7—8.

5. Гмурман В. Е. Теория вероятностей и математическая статистика. — М.: Высш. шк., 1977. — 479 с.

6. Гудкович З. М., Санцевич Г. И. Особенности проявления барической волны „полюсного прилива" над Арктикой в разные сезоны // Труды ААНИИ. — 1971. — Т. 303. — С. 121—137.

7. Каракаш А. И. Ледовые прогнозы на неарктических морях СССР // Труды Гидрометцентра СССР. — 1969. — Вып. 51. — С. 101—119.

8. Крындин А. Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда на дальневосточных морях в связи с особенностями атмосферной циркуляции // Труды ГОИН. — 1964. — Вып. 71. — С. 5—83.

9. Леонов А. К. Ледовый режим Берингова моря и прогноз его ледовитости // Труды ААНИИ. — 1976. — Т. 38. — С. 2—56.

10. Многолетние характеристики сроков первого появления льда и сроков окончательного очищения от льда Японского, Охотского, Берингова морей и побережья Тихого океана (справочное пособие). — М.: Гидрометцентр СССР, 1984. — С. 6.

11. Плотников В. В. Адаптивный физико-статистический прогноз комплекса ледовых параметров на морях Дальнего Востока // Тез. докл. Всесоюз. совещ. „Ледовые прогнозы и расчеты". — Л., 1984. — С. 17—18.

12. Плотников В. В. Об одном методе вероятностного прогноза смещения кромки льда в Беринговом море // Метеорология и гидрология. — 1984. — № 2. — С. 62—68.

13. Плотников В. В. Состояние и перспектива развития методов ледовых прогнозов на морях Дальнего Востока // Метеорология и гидрология. — 1985. — № 10. — С. 114—118.

14. Пособие по использованию гидрометеорологической информации в период зимней навигации на дальневосточных морях (Японском, Охотском, Беринговом). — Владивосток: ДВНИГМИ, 1986. — 94 с.

15. Рожков В. А. Методы вероятностного анализа океанологических процессов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 230 с.

16. Саускан Е. М. Прогноз осенних ледовых явлений на Беринговом море // Труды ЦИП. — 1956. — Вып. 76. — С. 81—89.

17. Якунин Л. П. К вопросу о колебаниях ледовитости дальневосточных морей в зависимости от цикличности солнечной активности // Записки ПФГО СССР. — 1966. — Т. 25. — С. 88—93.

18. Якунин Л. П. Ледовые исследования на дальневосточных морях // Труды ДВНИИ. — 1979. — Вып. 77. — С. 102—107.

19. Cavalier D. J., Parkinson C. L. On the relationship between atmosphere circulation and the fluctuations in the sea ice extents of the Bering and Okhotsk Seas // J. Geophys. Res. — 1987. — Vol. 92, N C7. — P. 7141—7162.

20. Kantha L. H. Comments on "A Heat Balance for the Bering Sea Ice Edge" // J. Phys. Oceanogr. — 1986. — Vol. 16. — P. 2205—2207.

21. Khen G. V., Plotnikov V. V. Forecasting of a complex of ice parameters in the Far Eastern seas // The 5-th Okhotsk Sea & Sea Ice Symp. Program. Mombetsu, Japan. — 1990. — P. 235—240.

22. Pease C. H., Salo S. A. Sea ice grift near Bering Strait during 1982 // J. Geophys. Res. — 1987. — Vol. 82, N C7. — P. 7107—7126.

23. Squire V. A. Dynamics of ice floes in sea waves // J. Soc. Underwater Technology. — 1983. — P. 20—26.

24. Stringer W. J. One-dimensional stochastic model of ice motion in Western Norton Sound. Alaska, U. S. A. // Arctic and Alpine Res. — 1983. — Vol. 15, N 2. — P. 213—221.

25. Walsh J. E. Empirical orthogonal functions and statistical predictability of sea ice extent // JAHS-AJSH Publ. — 1980. — N 124. — P. 373—384.

44. Исторические сведения о цунами в Беринговом море

Цунами — длиннопериодные волны, возникающие чаще всего в результате подводных землетрясений в глубоководных разломах дна океанов и морей. Реже они образуются при извержении подводных и островных вулканов, при обрушении в воду больших масс льда и горных пород, образовании оползней.

Нередко явления, порождающие цунами, настолько интенсивны, что последние приобретают катастрофический характер. Гигантские волны, обрушиваясь на побережье, разрушают жилые и производственные объекты, вызывают гибель людей.

От очага землетрясения волны распространяются с большой скоростью, которая достигает 700—800 км/ч. В открытом океане (море) они сохраняют свою первоначальную скорость и высоту и вследствие большой длины, составляющей несколько сот километров, практически не заметны. При подходе к берегу по мере уменьшения глубин скорость волн снижается до 50—100 км/ч. Вследствие того же уменьшения глубин возрастает и высота волн. У берегов волны цунами могут достичь нескольких десятков метров.

Восточное побережье Камчатки омывают воды Тихого океана и Берингова моря.

Тихий океан является зоной высокой сейсмической активности, около 80 % сильнейших землетрясений мира происходит в его бассейне. Поэтому Тихоокеанское побережье Камчатки чаще подвержено воздействию явления. Цунами сюда подходят от удаленных землетрясений и из ближайшей цунамигенной зоны, которая расположена в 100—150 км от берега на западном склоне Курило-Камчатского желоба.

Все 25 исторически известных случая явления у полуострова наблюдались на Тихоокеанском побережье (первые сведения относятся к 17 октября 1737 г.), из них 18 относятся к текущему столетию.

Беринговоморское побережье Камчатки также подвержено воздействию цунами. Оно сюда может подойти из удаленных районов Тихого океана и из

Таблица 44.1

Сведения о цунами 1960 и 1969 гг. по визуальным наблюдениям

Место наблюдения	Высота подъема воды, м	Время пробега от очага до места наблюдения, ч	Период, мин	Проявление цунами
		Цунами 24 мая 1960 г.		
бух. Лаврова	Н. с.	25,3	Н. с.	Пароход „Полина Осипенко", стоявший в бухте (глубина под килем 2,5 м), ударился о дно
пос. Апука	„	Н. с.	30	Ледяные торосы нагромоздились на берег. Вода отступила от берега на 500 м
бух. Ложных Вестей (о. Карагинский)	2,5	„	20	
пос. Оссора	Н. с.	Н. с.	Н. с.	Ледяной покров бухты растрескался
о. Карагинский, южная оконечность	„	24,8	20—30	При возвышении вода достигла отметок больших приливов. Сильные течения. Помутнения воды
п-ов Озерной	„	Н. с.	Н. с.	Глыбы льда вынесены вверх по реке на 500 м
		Цунами 23 ноября 1969 г.		
Устье р. Озерной	5—7	20 мин	Н.с.	
Устье р. Ольховой, ГМС Мыс Озерной	10—15	15—20 мин	„	
м. Озерной	5—7	Н. с.	„	
Между поселками Хайлюля и Ивашка	5—7	„	„	
бух. Лаврова	1—2	„	„	
пос. Апука	Н. с.	„	„	Необычный подъем уровня моря
о. Беринга, с. Никольское	1,5—2,5	„	„	
о. Медный	Н. с.	„	„	Незначительный отход воды от берега

Примечание. Н. с. — нет сведений.

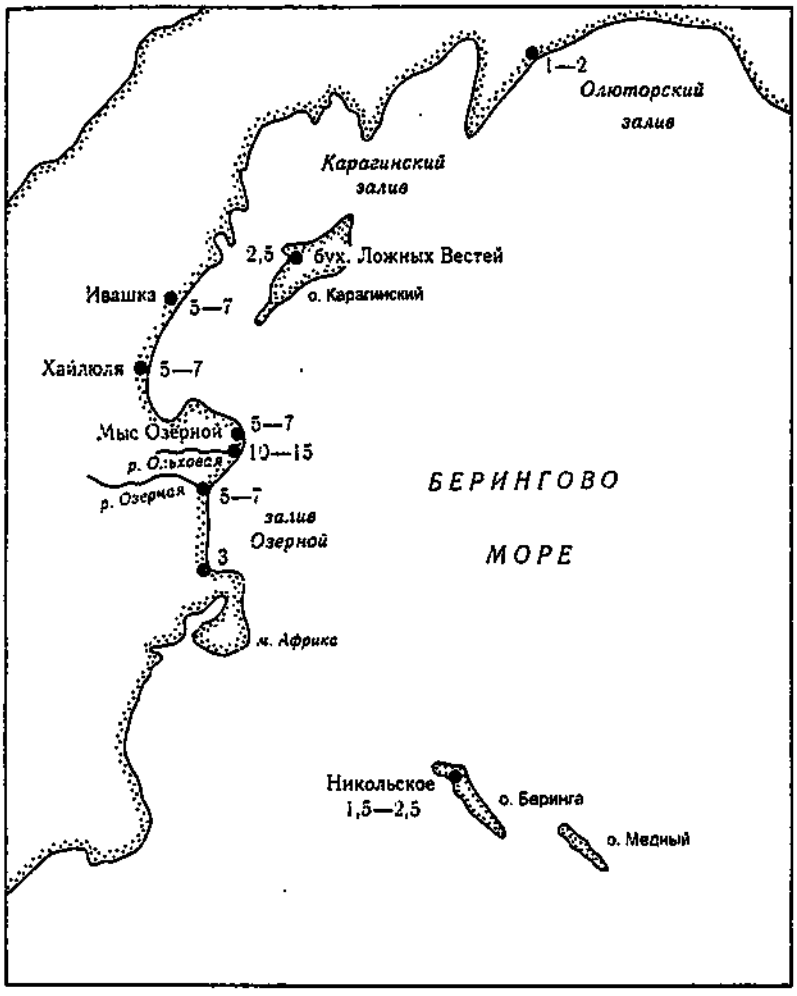


Рис. 44.1. Максимальные высоты волн цунами (м) на побережье Берингова моря в 1960 и 1969 гг.

цунамигенной зоны западной части Берингова моря.

В каталогах имеются сведения о двух случаях цунами на Беринговоморском побережье Камчатки: в мае 1960 г. и в 1969 г. (табл. 44.1). В 1960 г. оно подошло от берегов Чили, а в 1969 г. цунами образовалось в зал. Озерном Берингова моря и имело большую интенсивность. В обоих случаях явление охватило участок побережья от м. Африка до м. Олюторского. Максимальный подъем воды отмечен в устье р. Ольховой — 10—15 м; в южной части Карагинского залива он составил 5—7 м, в среднем — больше 2 м; в Олюторском заливе — больше 1 м. В зал. Озерном он колебался от 3 м на юге до 5—7 м на севере [9] (рис. 44.1).

Вследствие малой заселенности Беринговоморского побережья некоторые цунами могли быть незамеченными визуально и не попасть в список (табл. 44.1). Вероятно, небольшие цунами имели место при землетрясениях 1936, 1945, 1971, 1991 гг. (рис. 44.2). К сожалению, на побережье имеется только один мареограф, постоянно действующий с 1974 г. (в Олюторском заливе), который мог бы регистрировать малые цунами.

Последние сильные землетрясения в районе Берингова моря произошли 20 февраля и 8 марта 1991 г., причем их эпицентры находились на суше. Ниже приводятся имеющиеся фактические данные по ним:

20 февраля 1991 г. Оперативные сведения сейсмостанции „Петропавловск": время возникновения (гринвичское) — 02 ч 35 мин; $\varphi = 55^{\circ}$ с. ш., $\lambda = 175^{\circ}$ з. д.; $M = 5{,}9$.

Сведения Тихоокеанского центра предупреждения цунами (ТЦПЦ): время возникновения (гринвичское) — 02 ч 36 мин; $\varphi = 59^{\circ}$ с. ш., $\lambda = 175^{\circ}$ з. д.; $M = 6{,}8$.

По данным ТЦПЦ, на о. Адах прибором зарегистрировано отклонение уровня на 20—30 см.

Мареографы на о. Беринга и в бух. Лаврова цунами не зарегистрировали.

8 марта 1991 г. Оперативные сведения сейсмостанции „Петропавловск": время возникновения (гринвичское) — 11 ч 36 мин; $\varphi = 63{,}3^{\circ}$ с. ш., $\lambda = 166{,}9^{\circ}$ в. д.; $M = 6{,}9$.

Сведения ТЦПЦ: время возникновения (гринвичское) — 11 ч 37 мин; $\varphi = 61^{\circ}$ с. ш., $\lambda = 167^{\circ}$ в. д.; $M = 6{,}9$.

Сведения Аляскинского центра предупреждения цунами (АЦПЦ): время возникновения (гринвичское) — 11 ч 37 мин; $\varphi = 60{,}7^{\circ}$ с. ш., $\lambda = 167{,}3^{\circ}$ в. д.; $M = 6{,}4...6{,}7$.

Положение эпицентра землетрясения, по данным ТЦПЦ и АЦПЦ, показано на карте (см. рис. 44.2).

Мареографы Камчатки цунами не зарегистрировали.

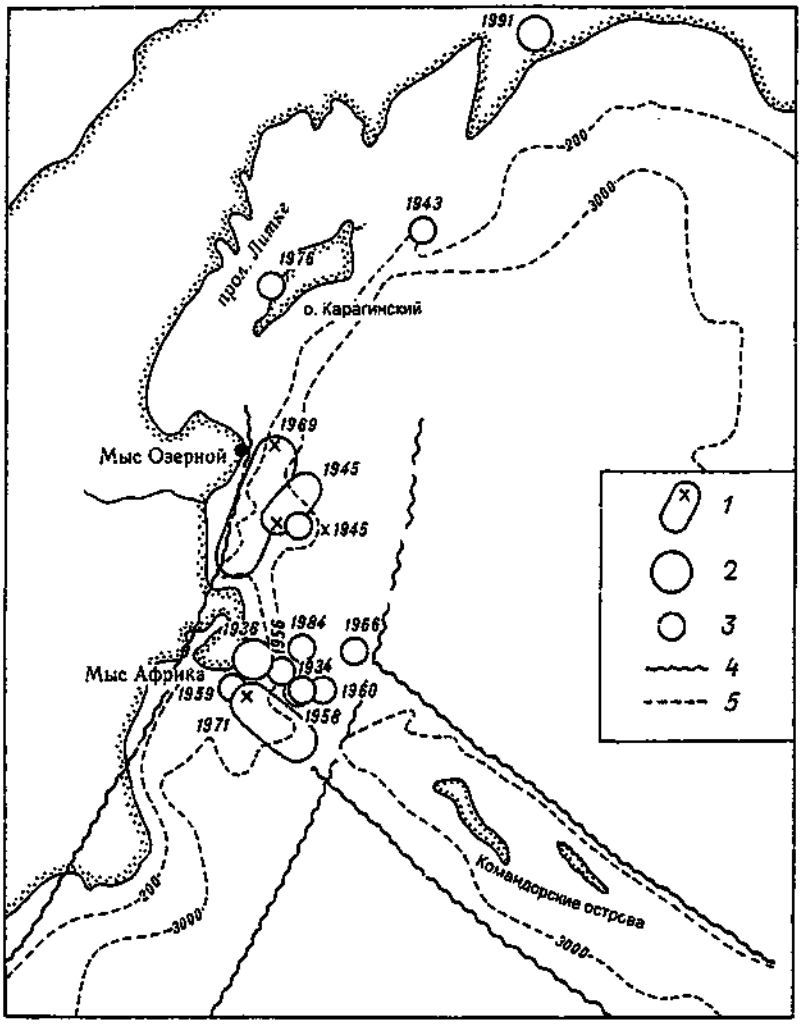


Рис. 44.2. Карта эпицентров землетрясений.

1 — эпицентры и границы очаговых зон землетрясений с $M \geq 7$; *2* — эпицентры землетрясений с $7 \leq M \leq 8$; *3* — эпицентры землетрясений с $6 \leq M \leq 7$; *4* — границы сейсмических зон; *5* — изобаты, м.

45. Механизмы образования цунами в Беринговом море

45.1. Сейсмическая характеристика района

Вдоль северной и западной окраин Тихого океана располагаются системы островных дуг, важным свойством которых является сейсмичность.

Землетрясения, как правило, распределяются не хаотично, а сосредоточены в островных дугах. Они возникают в результате взаимодействия океанической и материковой плит, т. е. в результате поддвига первой плиты под вторую. Наиболее сейсмически активны мелкофокусные землетрясения, во время которых выделяется максимальное количество сейсмической энергии.

Сейсмичность Камчатки и Командорских островов определяется Курило-Камчатской и Алеутской островными дугами. Основная масса камчатских землетрясений сосредоточена в слое 0—50 км и возникает в области сочленения Азиатского континента и океанической платформы. Высокой сейсмичностью здесь обладает континентальный склон, в котором происходит относительное перемещение плит по системе разломов. Сейсмичность Камчатки хорошо изучена отечественными исследователями, и только ее особенности и детали, связанные с пересечением Курило-Камчатской (в основном континентальный склон) и Алеутской сейсмических зон, находятся в стадии дискуссии. Одной из таких особенностей является продолжение мелкофокусных землетрясений на север в Беринговое море от пересечения с Алеутской зоной. Данные о землетрясениях в западной части Берингова моря и Камчатском проливе за период 1934—1984 гг. сведены в табл. 45.1.

В районе между мысами Африка и Озерным (см. рис. 44.2) на континентальном склоне было зарегистрировано два сильных землетрясения (1945 г. и 1969 г.). Землетрясение 1945 г. имело магнитуду $M = 7{,}0$. Область его очага образует овальную форму длиной около 50 км [26]. Землетрясение 1969 г., имевшее в эпицентре $M = 7{,}7$, ощущалось силой 8 баллов на восточном побережье п-ова Озерного, 7 баллов в устье р. Озерной, 6—7 баллов в пос. Усть-Камчатске и на южной оконечности о. Карагинского. Очаг землетрясения был вытянут вдоль континентального склона на расстояние около 100 км [24]. Кроме того, севернее рассматриваемого района произошли еще два землетрясения: одно в 1943 г. с $M = 6{,}7$ восточнее о. Карагинского, другое в 1976 г. с $M = 6{,}2$ в прол. Литке.

Таблица 45.1

Основные данные о землетрясениях в западной части Берингова моря и Камчатского пролива

Дата			Время возникновения (камчатское) ч мин	Координаты эпицентра, ... с. ш.	в. д.	Глубина очага, км	M
8	I	1934	23 17	56,00	164,00	20	6,3*
14	XI	1936	00 31	56,20	163,30	20	7,3*
7	III	1943	05 02	59,18	165,57	0	6,7**
15	IV	1945	13 35	57,17	163,71	0	7,2**
26	X	1945	02 59	57,12	164,06	0	6,4**
23	VI	1956	14 18	56,10	163,60	20	6,5*
24	I	1958	17 54	56,00	164,00	60	6,6*
28	XII	1959	03 53	56,00	162,90	40	6,9*
24	VIII	1960	13 44	56,00	164,10	20	6,0*
19	VII	1966	13 41	56,30	164,80	20	6,5*
23	XI	1969	11 10	57,76	163,75	30	7,7***
15	XII	1971	20 30	55,91	163,37	25	7,8*
22	I	1976	04 02	58,86	163,68	0	6,2*
28	XII	1984	22 37	56,30	163,90	40	7,0****

* Данные взяты из работы [15].
** Из [26].
*** Из [23].
**** Данные Института вулканологии ДВО АН СССР.

Сопоставляя данные о землетрясении 1969 г. с данными о предшествующей сейсмичности, С. А. Федотов и др. [24] выявили существование в западной части Берингова моря единой сейсмической структуры, продолжающей Курило-Камчатскую сейсмическую зону к северу от пересечения с Алеутской зоной. Ориентировочно выделены три параллельные сейсмические зоны, из которых основная проходит вдоль континентального склона Берингова моря.

Кормиер [26] также приходит к выводу о существовании в этом районе большого сейсмического участка, распространяющегося до 58° с. ш. Севернее, вследствие отсутствия структурной направленности, сейсмическая активность резко ослабляется.

На карте сейсмического районирования СССР (1978 г.) область возможных землетрясений на основании землетрясения 1969 г. продлена на север в Беринго море вдоль континентального склона до м. Озерного. В этом районе возможно возникновение мелкофокусных землетрясений с максимальной $M = 8{,}25$ [19] и, следовательно, образование волн цунами.

45.2. Цунамигенные зоны

Наряду с сейсмичностью западной части Берингова моря, для более полной характеристики цунамиопасности этого района и с целью определения вероятных границ цунамигенной зоны необходимо рассмотреть цунами 1969 г.

23 ноября 1969 г. в 11 ч 10 мин камчатского времени в 35 км к востоку от м. Озерного под дном континентального склона Берингова моря произошло землетрясение в координатах: 57,76° с. ш. и 163,75° в. д., интенсивностью $M = 7{,}7$ [24] (по данным каталога [29], $M = 7{,}3$). Цунами, вызванное этим землетрясением, из-за малой населенности этого района было отмечено только в нескольких пунктах. Затем данные о проявлении цунами были дополнены после обследования побережья сотрудниками Института вулканологии ДВО АН СССР и Тихоокеанской сейсмической экспедиции ИФЗ АН СССР. В Беринговом море цунами было отмечено в заливах Олюторском, Карагинском, Озерном и на Командорских островах (см. табл. 44.1). Инструментальные данные получены в пос. Усть-Камчатске, г. Петропавловске-Камчатском (табл. 45.2), а также на Алеутских и Гавайских островах [6, 20]:

	Алеутские острова			
	Атту	Шемья	Удак	Уналашка
Высота подъема воды, м	55	65	15	10
	Гавайские острова			
	Мидуэй	Гонолулу	Кахулуи	Хило
Высота подъема воды, м	5	5	20	5

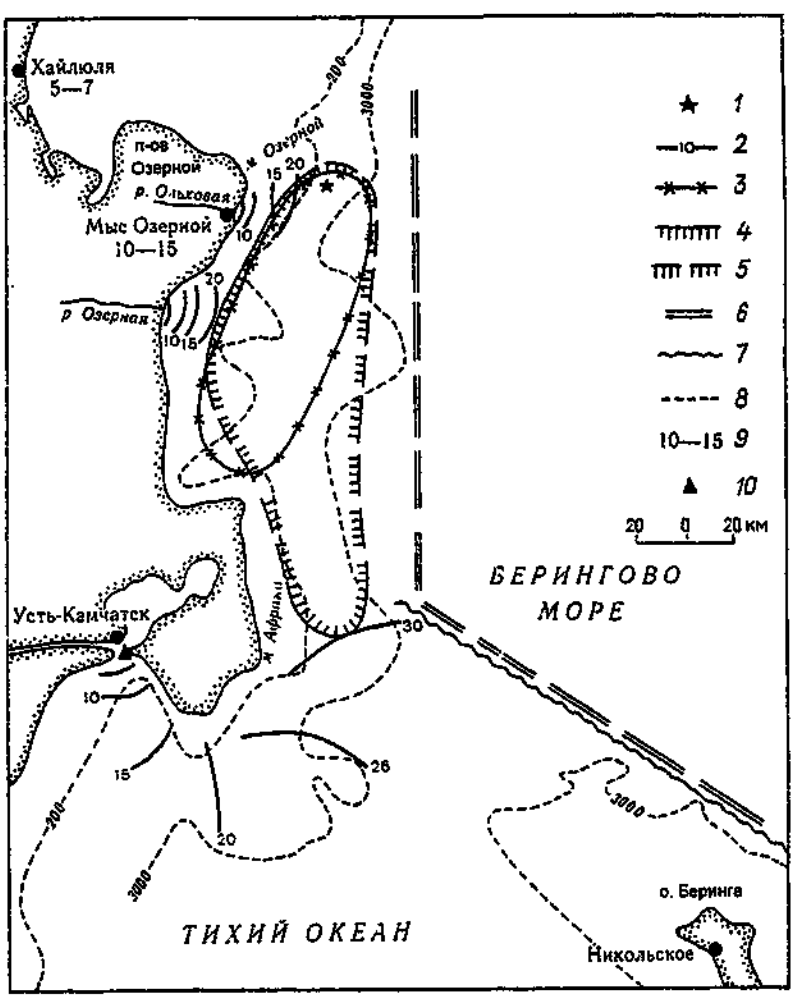


Рис. 45.1. Очаг цунами 23 ноября 1969 г. и границы цунамигенной зоны.

1 — эпицентр землетрясения; *2* — изохроны; *3* — область землетрясения; *4* — линия, оконтуривающая очаг цунами; *5* — визуальное продолжение линии; *6* — граница цунами зоны; *7* — северо-восточная граница Алеутской сейсмической зоны; *8* — изобаты, м; *9* — высота подъема воды, м; *10* — самописец уровня моря.

Таблица 45.2

Данные инструментальных наблюдений 23 ноября 1969 г. на Тихоокеанском побережье Камчатки

Пункт	Время прихода первой волны по камчатскому времени, ч мин	Направление первого смещения	Период волны, мин	Высота подъема воды, м	Время пробега, мин
Петропавловск-Камчатский	12 43	Вверх	30	2	93
Усть-Камчатск	11 40	»	20—30	20	30

Время добегания первой волны от места ее возникновения до пункта наблюдения может быть использовано для определения очага цунами. Наблюденные данные о добегании волн для цунами 23 ноября имеются только по четырем пунктам (см. табл. 44.1). Для точного построения очага цунами этих данных, несомненно, мало, но тем не менее оконтурить вероятный район возникновения цунами можно.

В работе [6] построением обратной волновой картины был определен очаг цунами (рис. 45.1). Он уверенно оконтурен с северо-запада по данным визуальных наблюдений в устьях рек Ольховой и Озерной, с юга — по данным инструментальных наблюдений в пос. Усть-Камчатске. С севера и востока очаг предположительно оконтурен соответственно границей области очага землетрясения и по подножию континентального склона.

В очаге выделены две части: северная, совпадающая с областью очага землетрясения, и южная, находящаяся за его пределами.

В результате рассмотрения сейсмической характеристики района и найденного положения очага цунами 1969 г. можно определить вероятные границы цунамигенной зоны.

Эпицентр землетрясения 1969 г. был расположен в море на глубине 700 м. Система разломов проходила к юго-западу от гипоцентра, пересекая глубины 200 м. Следовательно, цунамигенная зона расположена на континентальном склоне в интервале глубин 200—300 м. Северной границей зоны является параллель 58° с. ш., восточной — район подножия континентального склона. В районе пересечения Курило-Камчатской и Алеутской сейсмических зон наиболее вероятной границей является северо-восточная сторона Алеутской сейсмической зоны (см. рис. 45.1).

45.3. Возможные механизмы возникновения цунами

Как известно, основной первоначальной причиной возникновения цунами является землетрясение. При этом существуют различные взгляды на механизмы образования волн цунами. Общепринято считать, что цунами генерируется в результате тектонических движений, вызванных землетрясением, которые приводят к смещению или колебаниям дна. Также предполагается, что причиной могут являться образующиеся при землетрясении оползни (суспензионные, турбидитные), потоки обладающего тиксотропными свойствами осадкового вещества, скапливающегося в каньонах цунамигенных зон и участков. Существуют мнения о возможности образования цунами оползнями в сочетании с тектоническими движениями. Так, в результате исследования аляскинского цунами 1964 г. доказано, что в дополнение к тектоническому механизму, волны в прол. Принс-Вильям порождены оползнями и обрушениями берегов [15].

Для того чтобы иметь представление, какой механизм очага цунами возможен в цунамигенной зоне Берингова моря, необходимо рассмотреть цунами 1969 г. с этой точки зрения.

По данным С. А. Федотова [24], в области очага беринговоморского землетрясения было небольшое опускание и произошел сдвиг западного крыла на юг. Это указывает на тектонический механизм образования цунами в северной части очага цунами, который совпадает с областью очага землетрясения. В южной же части цунами в толще земной коры и верхней мантии афтершоки не отмечены, что указывает на отсутствие разломов и изменений рельефа дна и, в свою очередь, на иной механизм образования цунами.

Н. Л. Леонидова [12] утверждает, что, наряду с тектоническими условиями образования цунами, следует учитывать и геологические, в том числе подводный рельеф и мощность рыхлых отложений. Вполне вероятно, что плотные суспензионные потоки, вызванные землетрясением, могут возбуждать волны цунами. С учетом данной концепции в работе [6] было показано, что не менее существенная роль в образовании волн во всем очаге цунами принадлежит движению суспензионного потока.

Континентальный склон в области очага цунами крутой, с уклонами дна от 0,36 до 0,46, и прорезан несколькими подводными каньонами. Вершины каньонов наиболее благоприятны для накопления неустойчивых отложений. Осадочный материал в каньоны зал. Озерного поступает в основном вследствие вдольберегового перемещения пляжевого материала. Твердый сток рек в залив незначительный. Поэтому скорость осадконакопления здесь будет несколько ниже, чем в районах с преобладанием твердого стока, где она равна 1,5—4,0 м в год. Объем накопления донных отложений зависит от уровня сейсмичности, крутизны склона, состава и свойств поступающего материала.

Уровень сейсмичности в рассматриваемом районе невелик. Последнее землетрясение, отмечавшееся в близком районе от очага цунами 1969 г., было в 1956 г., его магнитуда не превышала 7,0. Большой уклон дна каньона и континентального склона не создает условий для аккумуляции неустойчивого алевритового материала с размерами частиц 0,1—0,01 мм. Согласно этому, последние два фактора и определяют осадконакопление в указанном районе. С учетом скорости осадконакопления и основных факторов, влияющих на накопление отложений, а также результатов А. П. Лисицина [13] была сделана примерная средняя их оценка, которая равна 5 м.

Как было сказало выше, для образования суспензионного потока отложения должны обладать

тиксотропными свойствами, т. е. разжижаться при толчках и перегрузках. Подобными свойствами обладают мелкоалевритовые илы. Их в донных отложениях на континентальном склоне содержится от 10 до 30 % [13], что указывает на возможность возникновения суспензионного потока и, следовательно, цунами.

На примере цунами 1969 г. для оценки возможности образования волн цунами суспензионным потоком была вычислена потенциальная и кинетическая энергия потока.

Вычисленная потенциальная энергия потока $E_p = 3 \cdot 10^{24}$ эрг. По Вигелю [12, 15], в энергию образующихся волн переходит около 1 % потенциальной энергии движущегося тела. Следовательно, энергия волн цунами равна

$$E_ц = 3 \cdot 10^{22} \text{ эрг.} \qquad (45.1)$$

Кинетическая энергия $E_к = 9 \cdot 10^{22}$ эрг, значительная ее часть идет на волнообразование, следовательно

$$E_ц = 9 \cdot 10^{22} \text{ эрг.} \qquad (45.2)$$

Так же была вычислена энергия цунами, наблюдавшихся в действительности [6]. Она равна

$$E_ц = 7{,}9 \cdot 10^{22} \text{ эрг.} \qquad (45.3)$$

Полученные результаты (45.1), (45.2), (45.3) хорошо согласуются между собой. Это подтверждает возможность образования волн в очаге цунами суспензионным потоком и объясняет наличие южной части очага цунами, лежащей за пределами очага землетрясения (см. рис. 45.1).

Таким образом, при возникновении сильных землетрясений в западной части Берингова моря можно ожидать образования волн цунами как чисто тектоническими движениями, так и в сочетании их с суспензионными потоками.

К Беринговоморскому побережью Камчатки цунами также подходит и из удаленных районов Тихого океана [10], что подтверждается случаем чилийского цунами 1960 г. Проникновение тихоокеанских цунами в Берингово море может происходить как в виде захваченных волн (шельфом Камчатки или островами Алеутской гряды), так и в виде прямых волн, приходящих через проливы.

46. Распространение и трансформация волн цунами

46.1. Условия распространения волн цунами с учетом рефракции

Характер распространения волн цунами в значительной мере определяется влиянием рефракции. Ее роль заключается в том, что она приводит к изменению направления распространения волн в областях переменной глубины. С помощью рефракционных схем можно оценить изменение высоты цунами вдоль побережья в зависимости от топографии дна моря, определить район охвата побережья волнами цунами и рассчитать время прихода начальной фазы цунами.

В основе механизма рефракции лежит оптический закон Снеллиуса:

$$\frac{\sin \alpha_2}{\sin \alpha_1} = \frac{c_2}{c_1}, \qquad (46.1)$$

где α_1 и α_2 — углы между смежными положениями волнового фронта и соответствующими изобатами; c_1 и c_2 — скорость движения волны для данных глубин.

В настоящее время разработаны аналитические, графические и численные методы, позволяющие применять положение теории при практических расчетах. Здесь использован графический метод, предложенный в работе [9].

Для определения характера распространения волн цунами из цунамигенной зоны западной части Берингова моря необходимо построить рефракционные схемы.

Эта задача решалась следующим образом. Поскольку заранее определить протяженность очага цунами невозможно, вся цунамигенная зона была покрыта точечными источниками волн. В настоящее время сейсмологи определяют положение эпицентров землетрясений с точностью ±25...50 км.

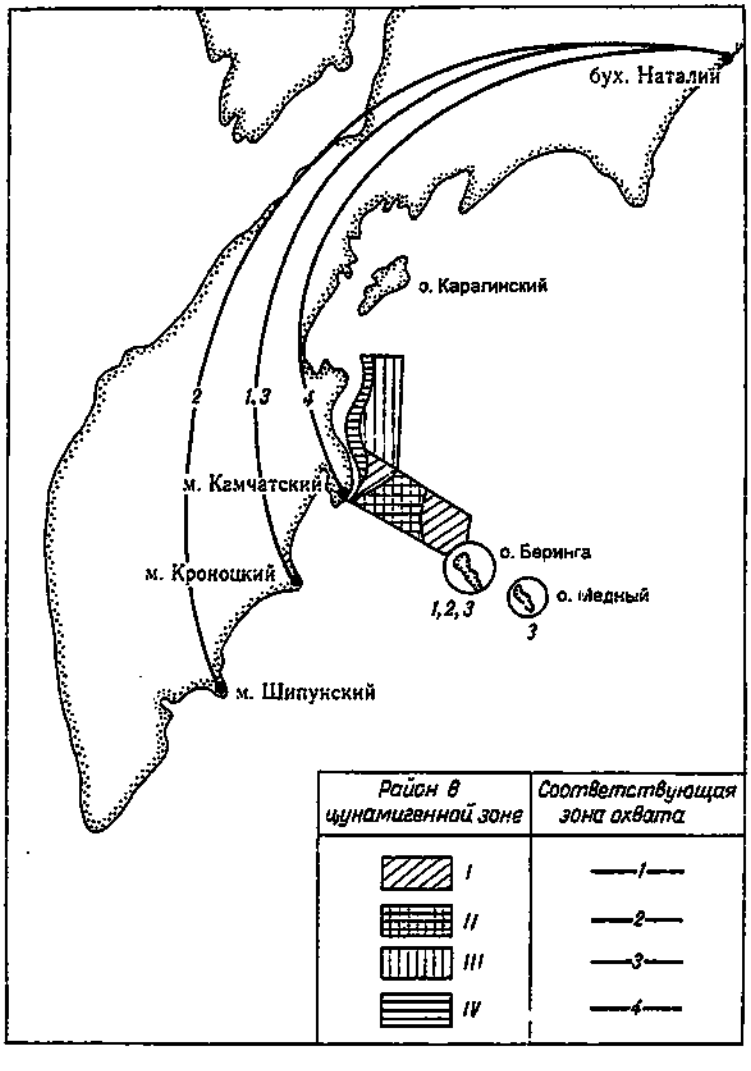


Рис. 46.1. Карта охвата побережья Камчатки волнами цунами.

Поэтому эпицентры предполагаемых цунамигенных землетрясений были расположены на расстоянии 50 км один от другого вдоль изобат 300, 700, 1500, 2500, 3000 м. Было выбрано 11 вспомогательных эпицентров возле восточной границы цунамигенной зоны на глубинах 3300—3400 м. В районах со сложной конфигурацией изобат источники расположены чаще. Всего были выбраны 79 предполагаемых и 1 известный источники волн цунами. Для этих источников на картах масштаба 1 : 500 000 построены волновые лучи (около 2500) через каждые 10°, обращенные в сторону Камчатки и Командорских островов.

Полученные рефракционные схемы легли в основу дальнейшего анализа характера распространения цунами [7].

1. По крайним положениям волновых лучей составлена карта охвата побережья Камчатки волнами цунами (рис. 46.1). На ней в цунамигенной зоне в зависимости от длины охвата побережья выделено 4 района. Из района *1* возможен подход цунами к побережью от м. Кроноцкого до бух. Наталии и о. Беринга; из района *2* — к побережью от м. Шипунского до бух. Наталии и о. Беринга; из района *3* — к побережью от м. Кроноцкого до бух. Наталии, островам Беринга и Медному; из района *4* — к побережью от м. Камчатского до бух. Наталии. К о. Карагинскому цунами подходит при возникновении в любом из четырех выделенных районов.

2. Для 33 пунктов на побережье Камчатки рассчитаны и построены карты времени добегания волн. Первоначально для конкретного пункта на побережье по карте (см. рис. 46.1) был определен район, откуда возможен подход цунами. Затем для всех точечных источников цунами в этом районе по волновым лучам, направленным в сторону выбранного пункта, было рассчитано время добегания цунами по следующей формуле:

$$t = \sum^{n} \frac{\Delta L_i}{\sqrt{gH_i}}, \qquad (46.2)$$

где ΔL_i — отрезок волнового луча; H_i — средняя глубина моря на отрезке ΔL_i; g — ускорение свободного падения. На полученной карте с набором данных о времени пробега волн проведены изохроны через 5 мин. Карта для м. Озерного представлена на рис. 46.2. Данные минимального и максимального времени пробега цунами для конкретных пунктов помещены в табл. 46.1.

3. Для 33 пунктов на побережье Камчатки также рассчитаны и построены карты коэффициентов рефракции. Расчет выполнялся последовательно для всех точечных источников цунами по двум соседним волновым лучам, в зоне охвата которых находился выбранный пункт. Была использована формула [9]

$$k_r = \sqrt{\frac{S_0}{S}}, \qquad (46.3)$$

где S_0 и S — расстояние между волновыми лучами на 200-метровой изобате соответственно без учета и с учетом рефракции. На полученной карте с набором данных коэффициентов рефракции были выделены районы с одинаковыми значениями. Карта для м. Озерной представлена на рис. 46.2. Данные коэффициентов рефракции для конкретных пунктов помещены в табл. 46.1.

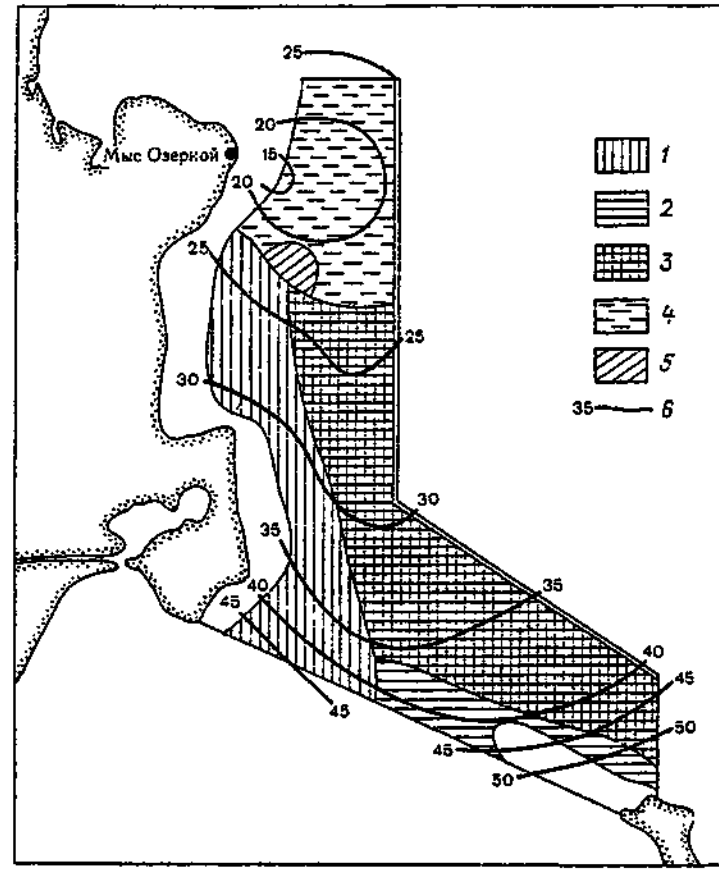


Рис. 46.2. Карта времени добегания и коэффициентов рефракции волн цунами k_r для ст. Мыс Озерной.

1 — $k_r = 0{,}4$; *2* — $k_r = 0{,}5$; *3* — $k_r = 0{,}8$; *4* — $k_r = 1{,}0$; *5* — $k_r = 1{,}1$; *6* — изохроны, мин.

По количественной оценке коэффициентов рефракции можно описать распределение энергии цунами, подчеркнуть характерные особенности топографии для прибрежных районов. Если условно принять, что 100 % энергии волн приходится на побережье в пределах всей зоны охвата, то распределение ее будет следующим. В 11 случаях (9 %) коэффициент рефракции равен 1,0, т. е. топография дна не влияет на распределение энергии волн. В 4 случаях (3,3 %) коэффициент рефракции больше 1,0, что приводит к увеличению энергии волн и в 107 случаях (87,7 %) коэффициент рефракции меньше 1,0, здесь происходит уменьшение энергии волн. Выборочное среднее значение коэффициента равно 0,7. Для Тихоокеанского побережья Камчатки и Курильских островов среднее значение коэффициента рефракции равно 1,0 [22].

Таким образом, вероятность уменьшения энергии цунами в западной части Берингова моря равна 0,88 и в 3 раза больше соответствующей вероятности для тихоокеанской зоны. Такое распределение энергии обусловлено особенностями топографии дна в Беринговом море, где преобладает шельф большой протяженностью от берега и отсутствуют подводные возвышенности.

Таблица 46.1

Оценочные параметры цунами для пунктов на побережье Камчатки

Пункт	Время добегания, мин		Максимальная высота волн у открытого берега, м	Коэффициент рефракции
	минимальное	максимальное		
Мыс Шипунский	45	50	5,2	0,5; 1,0
Семячик	55	65	2,2	0,5
Кроноки	50	60	2,4	0,5
Мыс Кроноцкий	25	35	5,6	0,6; 1,1
Мыс Шуберта	25	50	3,5	0,4; 0,5; 0,7
пос. Усть-Камчатск	25	50	3,8	0,4; 0,5; 0,8
Мыс Африка	10	45	5,1	0,5; 0,8; 1,0; 1,2
с. Никольское (о. Беринга)	25	60	4,4	0,7; 0,9; 1,0
с. Преображенское (о. Медный)	35	50	2,9	0,5; 0,6
Мыс Столбовой	10	40	4,4	0,4; 0,5; 0,7; 0,8; 1,0
Устье р. Озерной	20	70	3,8	0,5; 0,6; 0,7; 0,8; 1,0; 1,1
Устье р. Ольховой	15	55	4,0	0,4; 0,6; 0,8; 1,0; 1,1
Мыс Озерной	15	50	4,2	0,4; 0,5; 0,8; 1,0; 1,1
с. Ука	85	130	2,5	0,4; 0,5; 0,8; 0,9
с. Хайлюля	75	120	2,3	0,4; 0,5; 0,7; 0,8; 1,0
с. Ивашка	75	120	2,3	0,4; 0,5; 0,7; 0,8; 1,0
Мыс Крашенинникова (о. Карагинский)	30	70	3,1	0,4; 0,5; 0,7; 0,8; 1,0
губа Ложных Вестей (о. Карагинский)	105	150	2,4	0,4; 0,5; 0,7; 0,8
с. Кострома	105	150	2,3	0,4; 0,5; 0,7; 0,8
пос. Оссора	115	160	2,3	0,4; 0,5; 0,7; 0,8
Устье р. Тымлата	130	160	2,6	0,4; 0,5; 0,8; 0,9
Устье р. Кичиги	130	160	2,6	0,4; 0,5; 0,8; 0,9
пос. Анапка	135	165	2,6	0,4; 0,6; 0,8; 0,9
пос. Ильпырский	120	150	2,7	0,4; 0,6; 0,8; 0,9
Мыс Ильпинский	70	100	3,1	0,4; 0,6; 0,8; 0,9
пос. Корф	110	135	2,5	0,4; 0,6; 0,8; 0,9
Мыс Говена	55	80	3,2	0,4; 0,6; 0,8
бух. Лаврова	75	115	3,2	0,4; 0,6; 0,7; 0,8
пос. Пахача	90	120	2,5	0,4; 0,5; 0,6; 0,7; 0,9
пос. Апука	85	120	2,8	0,4; 0,6; 0,8; 0,9
Мыс Олюторский	60	85	3,0	0,4; 0,6; 0,7; 0,9
бух. Вэймэнтал	85	110	3,1	0,4; 0,6; 0,7
бух. Наталии	120	130	2,2	0,4; 0,5; 0,6

46.2. Оценка расчетных высот волн цунами

Первые количественные оценки высот волн цунами для различных пунктов побережья Камчатки были получены Л. Н. Иконниковой, составившей Атлас цунами [8]. Здесь был использован гидродинамический метод расчета в рамках лучевой теории с учетом диссипации.

В дальнейшем Атлас цунами был уточнен включением рефракционных эффектов [21], в ряде организаций создавались новые методы расчета, которые заключались в учете отражения волн цунами от шельфа, принятием другой формы очага и формулами для наката цунами.

В настоящее время существует ряд численных методов расчета цунами для целей цунамирайонирования и оперативного прогноза на основе гидродинамических моделей, использующих линейные и нелинейные уравнения мелкой воды. Наиболее полно методы численных расчетов цунами описаны в монографиях [2, 14], где, в частности, описан эксперимент моделирования цунами на Камчатке и приводятся данные расчетов высот волн цунами для островов Беринга и Медного Беринговоморского побережья [2].

Совершенно иной подход при составлении схемы цунамирайонирования был представлен в работе [3]. Здесь был использован натурный материал проявления волн цунами на побережье. Получены значения максимальных подъемов уровня воды при накате волн цунами за период 100, 50 и 25 лет.

Для оценки высот волн цунами на Беринговоморском побережье использовался метод, изложенный в работе [22]. Он основан на анализе и решении общего уравнения баланса волновой энергии для случая трансформации длинных волн. Одним их основных параметров, корректирующих высоту волн при расчете их по формулам на основе энергетического принципа, является коэффициент рефракции. Коэффициент рефракции для 33 пунктов на побережье Камчатки (в основном для Беринговоморского побережья) представлены в табл. 46.1 [1]. Используя эти данные, при помощи таблиц [22] были рассчитаны максимальные высоты волн у открытого берега для 33 пунктов. Они представлены в табл. 46.1.

46.3. Проявление нелинейно-дисперсионных эффектов при распространении цунами в прибрежной зоне

Нелинейно-дисперсионные эффекты при определенных соотношениях характерных масштабов топографии и параметров волн могут оказывать существенное влияние на трансформацию цунами. Как правило, в области больших глубин ($h > 1000$ м) трансформация длинных волн достаточно хорошо описывается линейными уравнениями мелкой во-

ды, однако при подходе волны к шельфу и особенно при распространении в шельфовой зоне может сильно возрасти влияние нелинейности и дисперсии. Введение в уравнения движения слагаемых, описывающих эти эффекты, приводит к видоизменению решения, проявлению таких качественных особенностей, как нарастание крутизны переднего фронта, распад импульса на цуг и др. [17]. Вследствие нелинейности и дисперсии амплитудные характеристики цунами могут существенно изменяться по сравнению с линейной задачей; например, при движении по ровному дну только из-за нелинейности амплитуда волны может увеличиться в 2 раза.

Численное интегрирование нелинейных двумерных уравнений мелкой воды, описывающих распространение длинных волн с учетом нелинейности и дисперсии, наталкивается на существенные трудности, поэтому при расчетах обычно используют более простые модельные уравнения. Одним из методов упрощения является одноволновое приближение с разложением уравнений по малым параметрам нелинейности $\varepsilon = A/h$ и дисперсии $\mu = h^2/\lambda^2$, где A — амплитуда волны, h — глубина, λ — длина волны. Точность приближенных уравнений, как правило, достаточна для практических оценок.

Рассмотрим характерные типы нелинейно-дисперсионной трансформации цунами при движении от больших глубин к берегу. В работе [11] в рамках уравнения Кортовего-де-Вриза в лучевой трубке численно исследована эволюция волны, движущейся из глубокого океана к берегу. Основными параметрами, определяющими тип эволюции, являются: A_0, λ — начальная амплитуда и длина волны, $H_{гл}$ и $H_{ш}$ — характерные глубины соответственно в открытом океане и на шельфе; $L_{гл}$, $L_{п}$, $L_{ш}$ — характерные расстояния, проходимые волной соответственно в глубоком океане, в переходной зоне и на шельфе. Анализ численных расчетов [11] показал, что при движении начального импульса цунами от источника к берегу для различных соотношений введенных выше параметров, соответствующих масштабам реальных цунами, существуют следующие элементарные типы нелинейно-дисперсионной эволюции (рис. 46.3). Для положительного импульса это: нелинейно-адиабатическая эволюция при очень медленном изменении глубин (рис. 46.3 *а*); нелинейно-дисперсионная эволюция, при которой происходит нарастание крутизны и дисперсионный распад в области переднего фронта (рис. 46.3 *б*); дисперсионная эволюция на глубокой воде и нарастание нелинейности на шельфе (рис. 46.3 *в*); дисперсия на глубокой воде с уравновешенными эффектами на шельфе (рис. 46.3 *г*). Начальный характер эволюции одиночного отрицательного импульса при преобладании нелинейности или дисперсии с определенной симметрией подобен эволюции положительного импульса. Отдельно можно выделить нерегулярный тип эволюции для отрицательного импульса при сопоставимом влиянии нелинейности и дисперсии $\varepsilon/\mu \approx 4$ (рис. 46.3 *д*). При произвольном рельефе и цуговом характере цунами нелинейно-дисперсионная эволюция имеет более сложный характер, сочетая комбинации различных элементарных типов.

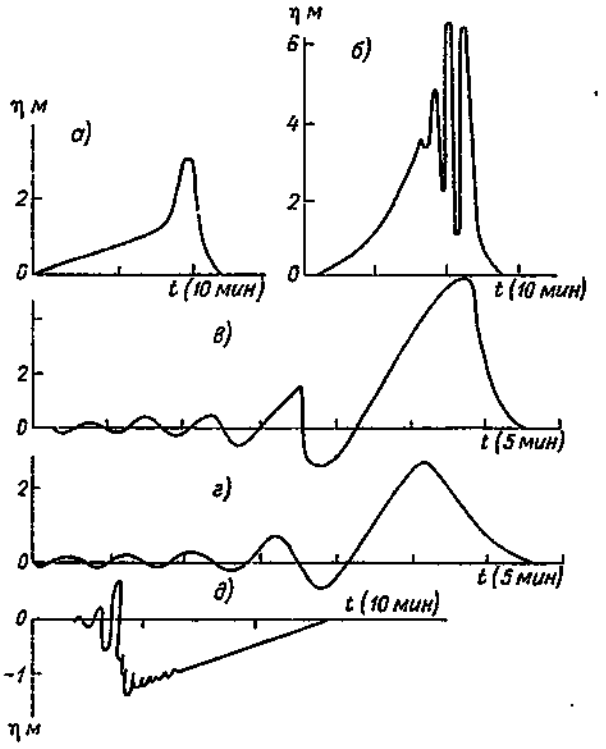


Рис. 46.3. Характерные профили элементарных типов начальной нелинейно-дисперсионной эволюции цунами при движении волны из глубокого океана к берегу.

Для положительного импульса: *а* — нелинейно-адиабатический, *б* — нелинейно-дисперсионный, *в* — дисперсионно-нелинейный, *г* — дисперсионно-стационарный; для отрицательного импульса: *д* — нерегулярный.

Исходя из особенностей топографии Берингова моря, можно заключить, что наиболее характерным типом проявления нелинейных эффектов при цунами будет нелинейно-дисперсионная трансформация (рис. 46.3 *б*) на мелководных шельфах протяженных заливов (Карагинского, Анадырского и др.). При этом по сравнению с линейными моделями возможно усиление амплитуды в несколько раз. На участках плавных откосов с малыми углами наклона также возможны нелинейно-адиабатическая и нерегулярная эволюция. Дисперсионные типы эволюции на достаточно малых расстояниях в Беринговом море при отсутствии источников короткопериодных цунами (подводных вулканов) менее вероятны.

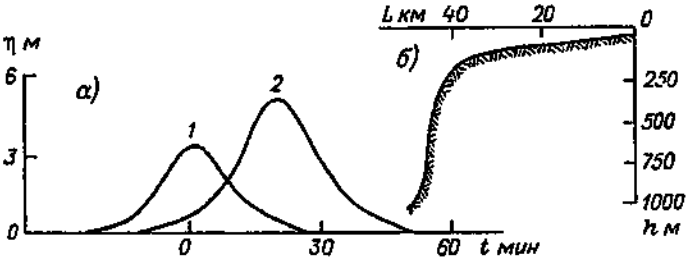


Рис. 46.4. Расчет трансформации одиночной волны в районе зал. Озерного.

а — профили начальной волны (*1*) и волны на глубине 15 м (*2*); *б* — профиль дна вдоль расчетной лучевой трубки.

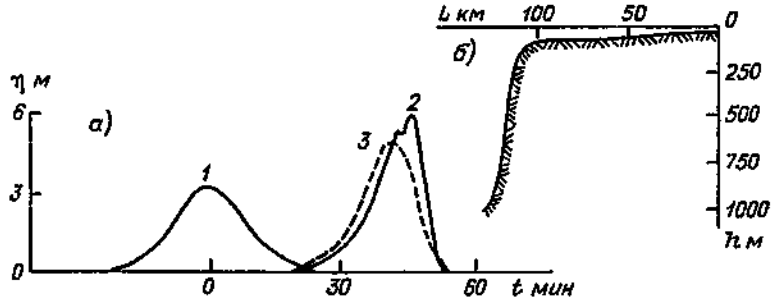


Рис. 46.5. Расчет трансформации одиночной волны в районе Карагинского залива.

а: *1* — профиль начальной волны на глубине 15 м, *2* и *3* — соответственно нелинейная и линейная трансформация; *б* — профиль дна вдоль расчетной лучевой трубки.

Определим возможности влияния нелинейно-дисперсионных эффектов на примере проявления цунами 1969 г. Протяженность мелководной зоны шельфа (глубины менее 100 м) в районах: зал. Озерной $L_ш \sim$ 20...30 км; Карагинского залива $L_ш \sim$ ~100...130 км; Олюторского залива $L_ш \sim$ 50...70 км. Характерную амплитуду и длину цунами в очаге можно восстановить по магнитуде землетрясения по эмпирическим формулам [27]:

$$\lg H_0 = 0{,}8M - 5{,}6; \lg H_0 = 0{,}5M - 1{,}7,$$

где M — магнитуда цунами. Согласно данным [27], M = 7,7 и соответственно $A_0 \approx 3{,}6$ м, $\lambda \approx 140$ км. Оценить длину волны также можно по известным параметрам очага $H_0 \approx 1200$ м и периоду $T \approx$ ≈20...30 мин, откуда следует $\lambda_0 \approx 135$ км. При выходе на шельф до глубин 100 м, согласно расчетам, длина волны сокращается ($\lambda \approx 38$ км) с увеличением амплитуды (на 100-метровой изобате зал. Озерного до 4,3 м). В направлении Карагинского и Олюторского заливов амплитуда прямых волн меньше вследствие особенностей геометрии источника (см. рис. 45.1). Зависимость коэффициента пространственного затухания от расположения источника исследована в работе [18], где показано, что в области направленного излучения (зал. Озерной) амплитуда убывает по закону $R^{-1.3}$ в боковых зонах (Олюторский и частично Карагинский заливы) — R^{-1}.

Для оцененных выше параметров была рассчитана эволюция одиночной волны в рамках нелинейно-дисперсионного уравнения Кортевега-де-Вриза в лучевой трубке [11] для районов зал. Озерного — направление р. Озерной (рис. 46.4) и Карагинского залива — направление между поселками Хайлюли и Ивашка (рис. 46.5). Расчеты проводились до изобаты 15 м. На протяженном шельфе Карагинского залива мог развиваться нелинейно-дисперсионный тип эволюции, что привело к дополнительному усилению волн. На рис. 46.5 *а* показано сравнение расчетов в рамках линейной и нелинейной моделей, для Карагинского залива, для залива Озерного нелинейные эффекты не успели развиться (рис. 46.4 *а*). В заключение отметим, что в реальности действие нелинейно-дисперсионных эффектов может быть более сложным, чем в рассчитанной модели с одиночной начальной волной.

47. Захват энергии цунами топографией прибрежной зоны

Одной из форм проявления цунами можно считать захваченные топографией волны, что эквивалентно распространению цунами вдоль берега. При этом зона шельфа и материкового склона обладает волноводными свойствами, благодаря которым возможно распространение длинных волн вдоль берега на большие расстояния с малыми потерями энергии. Физические свойства волн определяются механизмом захвата. Для баротропных движений существуют три механизма топографического захвата и соответственно три основных типа захваченных волн [1]: волна Кельвина — обусловленная совместным действием вращения Земли и береговых границ; краевые волны — захватываемые вследствие свойства рефракции (уменьшения фазовой скорости гравитационных волн на мелководье); шельфовые волны — образующиеся при действии вращения Земли в области неоднородной прибрежной топографии.

В линейной теории длинные захваченные волны описываются в рамках уравнений мелкой воды [1], в спектре решений которых существуют при соответствующих граничных условиях: дискретный набор мод краевых волн; дискретный набор мод шельфовых волн; волна Кельвина и непрерывный спектр излученных волн Пуанкаре. Спектральные свойства решений хорошо иллюстрирует характеристическая дисперсионная диаграмма (рис. 47.1), позаимствованная из [1].

Источниками захваченных волн (преимущественно малой амплитуды) являются движущиеся

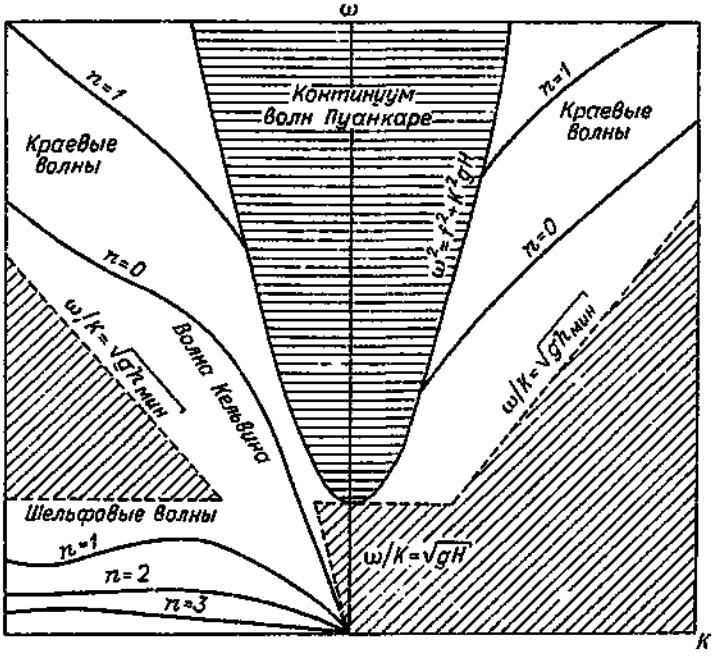


Рис. 47.1. Характеристическая дисперсионная диаграмма захваченных волн [1].

Заштрихованы области спектра, в которых отсутствуют моды захваченных волн.

барические поля, штормовые нагоны и другие аналогичные процессы, что подтверждается экспериментальными данными [30] и теоретическими оценками [1]. В работе [23] для курильского шельфа проведены оценки коэффициента захвата волн топографией берега. Показано, что в зависимости от расположения источника в зоне обобщенного очага цунами С. Л. Соловьева — А. А. Поплавского (Курило-Камчатский океанический желоб) в топографически захваченные волны переходит от 30 до 70 % энергии цунами. При этом субинерциальные шельфовые волны лежат в области спектра значительно ниже характерного диапазона цунами, поэтому основная часть энергии, захватываемая топографией, переходит в краевые волны (или соответствующую нулевой моде краевых волн высокочастотную область волны Кельвина). Краевые волны, возбуждаемые цунами, могут быть достаточно интенсивными. Например, при япономорском цунами 1983 г. вдоль побережья Японии регистрировались волны амплитудой до 1 м, и даже на расстоянии, более чем в 10 раз превышающем зону прямого заплеска, их амплитуда достигала 20 см [25]. Другим примером дальнего распространения краевых волн может служить статистика проявлений вдоль шельфа четырех цунами с источником в районе Южных Курил в 1963, 1969, 1973, 1975 гг. [21]. Во всех четырех случаях цунами был зарегистрирован приход волн в пункт Мураран на юге о. Хонсю и Северо-Курильск на о. Парамушир, которые находятся на расстоянии друг от друга более 1,5 тыс. км. Волноводами для краевых волн являлся шельф Восточной Японии и Курильский шельф. Аналогичным волноводом для краевых волн может являться островная гряда, включающая Командорские и Алеутские острова. При двух катастрофических цунами — камчатское цунами 4 ноября 1952 г. и аляскинское цунами 28 марта 1964 г. [29] — наблюдалось проявление волн на Командорских и Алеутских островах: о. Беринга, о. Медном, о. Атту, о. Адах, о. Уналашка и далее о. Кадьяк и п. Якутат на побережье США. К сожалению, отсутствие мареограмм цунами для этих двух случаев не позволяет идентифицировать приход краевых волн, как это было сделано для приведенных выше примеров курильских и япономорского цунами в работах [4, 28].

48. Служба цунами на Камчатке

В настоящее время в Камчатской области действует межведомственная служба предупреждения о цунами, функции которой осуществляют Исполнительный комитет Камчатского областного Совета народных депутатов, Камчатское территориальное управление по гидрометеорологии с привлечением сейсмостанции „Петропавловск" Института физики Земли АН СССР, Камчатское областное производственно-техническое управление связи и организации, объекты которых находятся в районах, подверженных затоплению цунами. В цунамиопасных зонах при райисполкомах действуют два местных штаба цунами: в пос. Усть-Камчатске и с. Никольском.

Службу предупреждения о цунами осуществляют станция цунами Камчатскгидромета и сейсмостанция „Петропавловск". Оповещение населения и организаций ведется по схеме, являющейся составной частью „Инструкции по службе цунами для организаций населения Камчатской области". В схеме оповещения использованы прямые телефонные линии, радио и телеграфные каналы связи, телефонные линии городской телефонной станции и междугородной телефонной связи.

С 1977 г. на Камчатке работает автоматизированная система оповещения о цунами. По ней передаются сигналы о землетрясениях и цунами в пос. Усть-Камчатск и с. Никольское. Система предусматривает оповещение руководящего состава и членов местного штаба цунами районов с использованием кабельных линий связи, оповещение населения с использованием средств уличной звукофикации и домовой сети радиофикации. Автоматизированная система оповещения опеспечивает круглосуточную передачу сигналов с вероятностью их приема не менее 0,995. Для передачи сигналов используются радиовещательные передатчики областного радиоцентра.

За период эксплуатации системы она была задействована в службе предупреждения три раза. В марте 1978 г. в связи с сильным землетрясением в районе южных Курильских островов и в апреле 1986 г. в связи с землетрясением вблизи Камчатки, посылались сообщения о произошедшем сильном землетрясении и отбое тревоги. В августе 1983 г. в связи с цунамигенным землетрясением в Камчатском заливе посылались сообщения об объявлении и отмене тревоги цунами. Во всех случаях сообщения были доведены до населения.

В зоне повышенной опасности побережья все еще находится значительное количество людей. Очевидно, что вопрос быстрого и надежного предупреждения об угрозе цунами является еще недостаточно решенным.

В целом частичным его решением станет создаваемая Единая на Дальнем Востоке автоматизированная система наблюдения за возникновением и распространением цунами и предупреждения о них (ЕАСЦ). Система должна включать в себя сеть автоматизированных сейсмостанций и полигон гидрофизических приборов, установленных в море, которые при помощи подсистемы связи будут передавать информацию на ЭВМ центров системы с целью ее обработки и выдачи предупреждений населению по автоматизированной системе оповещения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К Ч. X

1. Волны в пограничных областях океана / В. В. Ефимов, Е. А. Куликов, А. В. Рабинович, И. В. Файн. — Л.: Гидрометеоиздат, 1985. — 280 с.

2. Вычислительный эксперимент в проблеме цунами / Ю. И. Шокин, Л. Б. Чубаров, К. В. Симонов. — Новосибирск: Наука, 1989. — 164 с.

3. Го Ч. Н., Кайстренко В. М., Симонов К. В. Локальный долгосрочный прогноз цунами и цунамирайонирование. — Препринт. — СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. — 18 с.

4. Головачев Е. В., Кочергин И. Е., Пелиновский Е. Н. Эффект фазы Эйри при распространении краевых волн // Морской гидрофизический журн. — 1991. — № 1. — С. 3—8.

5. Динамика океана / Под ред. Ю. П. Доронина. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 304 с.

6. Заякин Ю. А. Цунами 23 ноября 1969 г. на Камчатке и особенности его возникновения// Метеорология и гидрология. — 1981. — № 12. — С. 77—83.

7. Заякин Ю. А. Возникновение и распространение цунами в западной части Берингова моря // Метеорология и гидрология. — 1988. — № 2. — С. 66—73.

8. Иконникова Л. Н. Атлас цунами. — М.: ДВНИГМИ, 1963. — 61 с.

9. Иконникова Л. Н., Ярошеня Р. А. Расчет рефракции волн цунами для тихоокеанского побережья СССР // Теоретические и экспериментальные исследования по проблеме цунами. — М., 1977. — С. 120—127.

10. Каталог цунами на Камчатке / Сост. Ю. А. Заякин, А. А. Лучинина. — Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД, 1987. — 51 с.

11. Кочергин И. Е., Пелиновский Е. Н., Степанянц Ю. А. Нелинейно-дисперсионная трансформация цунами при распространении от области больших глубин до мелководья // Труды ДВНИГМИ. — 1990. — Вып. 145. — С. 61—73.

12. Леонидова Н. Л. О некоторых особенностях суспензионных потоков // Океанология. — 1972. — Т. 12, вып. 2. — С. 262—266.

13. Лисицин А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. — М.: Наука, 1966. — 573 с.

14. Марчук А. Г., Чубаров Л. Б., Шокин Ю. И. Численное моделирование волн цунами. — Новосибирск: Наука, 1983. — 176 с.

15. Мурти Т. С. Сейсмические морские волны цунами. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. —448 с.

16. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. — М.: Наука, 1977. — 536 с.

17. Пелиновский Е. Н. Нелинейная динамика волн цунами. — Горький: ИПФ АН СССР, 1982. — 226 с.

18. Себекин В. И. Влияние дисперсии на направленное изучение цунами // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. — 1986. — Т. 22, № 9. — С. 960—968.

19. Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 г. — М.: Наука, 1980. — 308 с.

20. Соловьев С. Л. Основные данные о цунами на тихоокеанском побережье СССР, 1937—1976 гг. // Изучение цунами в открытом океане. — М., 1978. — С. 61—136.

21. Соловьев С. Л., Го Ч. Н., Ким Х. С. Каталог цунами в Тихом океане 1969—1982 гг. — М.: ВИНИТИ, 1986. — 164 с.

22. Таблицы высот волн цунами (тихоокеанское побережье СССР). — Владивосток: ГОИН, ДВНИГМИ, 1973. —234 с.

23. Файн И. В., Шевченко Г. В., Куликов Е. А. Исследование лучевым методом захватывающих свойств курильского шельфа // Океанология. — 1983. — Т. 23, № 1. — С. 23—26.

24. Федотов С. А. и др. Озерновское землетрясение и цунами 23 ноября 1969 года // Землетрясение в СССР в 1969 году. — М., 1973. — С. 195—208.

25. Abe K., Ishii H. Distribution of maximum water levels due to the Japan Sea tsunami on 26 May 1983 // J. Oceanogr. Soc. Japan. — 1987. — Vol. 43. — P. 169—183.

26. Cormier V. F. Tectonics and middle tertiary magmatism in the Kamchatka basin // Geol. Soc. Amer. Bull. — 1975. — Vol. 86. — P. 443—453.

27. Iida K. A relation of earthquake energy to tsunami energy and estimation of vertical displacement in tsunami source // J. Earth. Sci. Nagoya Univ. — 1969. — Vol. 11. — P. 49—67.

28. Ishii H., Abe K. Propagation of tsunami on a linear slope between two flat regions. P. 1. Edge waves // J. Phys. Earth. — 1980. — Vol. 28. — P. 531—541.

29. Lander J. F., Lockridge P. A. United States tsunamis (including United States possessions) 1690—1988. — USA: National Geophysical Data Center, 1989. — 80 p.

30. Munk W. H., Snodgrass F. E., Gilbert F. G. Long waves on the continental shelf: an experiment to separate trapped and leaky modes // J. Fluid Mech. — 1964. — Vol. 20. — P. 529—554.

Таблица гармонических и негармонических постоянных прилива в отдельных пунктах Берингова моря

Характеристика	Порт-Кларенс		зал. Корток		зал. Нортон	
Координаты:						
северная широта	65° 13′		64° 30′		63° 29′	
западная долгота	166° 24′		165° 25′		162° 02′	
Часовой пояс	+11		+11		+10	
Период наблюдений, год	1900 (29 сут)		1900 (29 сут)		1891, 1898, 1899 (145 сут)	
Гармонические постоянные:	*H* см	*g*°	*H* см	*g*°	*H* см	*g*°
M_2	14,4	227	9,6	83	16,9	269
S_2	0,9	349	1,3	168	3,7	2
N_2	4,4	153	5,4	14	5,5	218
K_2	0,2	348	0,3	156	1,0	1
K_1	7,6	116	12,4	1	41,3	309
O_1	3,7	300	5,8	286	23,2	270
P_1	2,5	117	4,1	2	13,7	309
Q_1	0,7	31	1,1	249	4,6	256
M_4	3,0	329	0,2	216	1,3	218
M_6	0,9	254	0,2	296	0,5	8
$H_{S_2} : H_{M_2}$	0,06		0,13		0,22	
$H_{N_2} : H_{M_2}$	0,31		0,56		0,32	
$(H_{K_1} + H_{O_1}) : H_{M_2}$	0,78		1,89		3,82	
$H_{O_1} : H_{K_1}$	0,49		0,47		0,56	
Средний прикладной час	7 ч 21 мин		2 ч 27 мин		8 ч 6 мин	
Возраст полусуточного прилива	5 сут 11 ч		3 сут 12 ч		4 сут 5 ч	
Возраст суточного прилива	−6 сут 13 ч		−3 сут 7 ч		1 сут 22 ч	
Возраст параллактического прилива	6 сут 3 ч		5 сут 18 ч		4 сут 19 ч	
Средняя величина полусуточного прилива, см	36		—		—	
Средняя большая величина тропического прилива, см	42		44		139	
Средняя большая величина прилива за лунацию, см	40		37		106	
Максимальная величина прилива, см	59		69		199	
Средний уровень, см	21		30		61	

Характеристика	зал. Квиклокчум		бух. Кускоквим		зал. Добрых Вестей	
Координаты:						
северная широта	62° 34′		60° 08′		59° 02′	
западная долгота	164° 51′		162° 17′		161° 47′	
Часовой пояс	+11		+11		+19	
Период наблюдений, год	1898 (29 сут)		1914 (87 сут)		1912 (29 сут)	
Гармонические постоянные:	H см	g°	H см	g°	H см	g°
M_2	0,2	89	124,4	308	79,9	185
S_2	1,5	217	13,1	49	4,5	293
N_2	0,1	51	31,0	243	17,1	177
K_2	0,4	215	9,5	107	1,2	292
K_1	20,0	217	64,6	342	59,6	281
O_1	14,1	194	40,8	321	37,8	285
P_1	6,6	218	21,4	343	19,7	305
Q_1	2,7	183	7,9	325	7,3	276
M_4	—	—	8,2	177	—	—
M_6	—	—	3,9	244	—	—
$H_{S_2} : H_{M_2}$	7,5		0,54		0,06	
$H_{N_2} : H_{M_2}$	0,5		1,27		0,21	
$(H_{K_1} + H_{O_1}) : H_{M_2}$	> 4		4,32		1,22	
$H_{O_1} : H_{K_1}$	0,7		0,53		0,63	
Средний прикладной час	2 ч 41 мин		10 ч 25 мин		6 ч 50 мин	
Возраст полусуточного прилива	6 сут 17 ч		4 сут 14 ч		2 сут 22 ч	
Возраст суточного прилива	1 сут 8 ч		1 сут 6 ч		1 сут 3 ч	
Возраст параллактического прилива	3 сут 7 ч		4 сут 14 ч		4 сут 14 ч	
Средняя величина полусуточного прилива, см	—		—		168	
Средняя большая величина тропического прилива, см	70		271		271	
Средняя большая величина прилива за лунацию, см	47		245		245	
Максимальная величина прилива, см	98		511		384	
Средний уровень, см	27		168		116	

Продолжение приложения

Характеристика	п. Черная Скала		Порт-Кларк		бух. Нушагак	
Координаты:						
северная широта	58° 42′		58° 51′		58° 30′	
западная долгота	160° 11′		158° 32′		158° 41′	
Часовой пояс	+9		+10		+9	
Период наблюдений, год	—		1909 (29 сут)		—	
Гармонические постоянные:	H см	g°	H см	g°	H см	g°
M_2	80	85	212,8	60	180	80
S_2	4	221	3,3	166	—	—
N_2	—	—	58,9	13	—	—
K_2	—	—	0,9	165	—	—
K_1	75	279	86,9	271	86	311
O_1	45	264	51,9	254	53	265
P_1	—	—	28,8	272	—	—
Q_1	—	—	10,1	246	—	—
M_4	—	—	6,9	326	—	—
M_6	—	—	2,3	188	—	—
$H_{S_2} : H_{M_2}$	0,05		0,02		—	
$H_{N_2} : H_{M_2}$	—		0,28		—	
$(H_{K_1} + H_{O_1}) : H_{M_2}$	1,50		0,65		0,77	
$H_{O_1} : H_{K_1}$	0,60		0,60		0,62	
Средний прикладной час	0 ч 53 мин		1 ч 8 мин		0 ч 50 мин	
Возраст полусуточного прилива	5 сут 23 ч		4 сут 18 ч		—	
Возраст суточного прилива	0 сут 23 ч		1 сут 2 ч		2 сут 3 ч	
Возраст параллактического прилива	—		4 сут 1 ч		—	
Средняя величина полусуточного прилива, см	172		432		367	
Средняя большая величина тропического прилива, см	346		644		561	
Средняя большая величина прилива за лунацию, см	303		591		513	
Максимальная величина прилива, см	458		812		728	
Средний уровень, см	140		320		271	

Характеристика	ст. Паул		Исаноцкий пролив		зал. Уналга	
Координаты:						
северная широта	57° 08′		54° 52′		54° 00′	
западная долгота	170° 18′		163° 24′		166° 10′	
Часовой пояс	+11		+9		+11	
Период наблюдений, год	1872 (87 сут)		—		1901 (29 сут)	
Гармонические постоянные:	H см	g°	H см	g°	H см	g°
M_2	25,6	144	25	110	18,6	118
S_2	1,7	235	15	103	3,8	306
N_2	8,8	105	—	—	9,0	87
K_2	0,4	321	—	—	1,0	305
K_1	28,6	163	40	171	32,2	149
O_1	19,6	162	26	161	21,9	144
P_1	9,4	164	—	—	10,7	150
Q_1	3,8	161	—	—	4,2	142
M_4	0,3	128	—	—	1,3	307
M_6	0,4	182	—	—	1,3	244
$H_{S_2} : H_{M_2}$	0,07		0,60		0,20	
$H_{N_2} : H_{M_2}$	0,34		—		0,48	
$(H_{K_1} + H_{O_1}) : H_{M_2}$	1,88		2,64		2,91	
$H_{O_1} : H_{K_1}$	0,69		0,65		0,68	
Средний прикладной час	4 ч 13 мин		3 ч 6 мин		3 ч 37 мин	
Возраст полусуточного прилива	4 сут 4 ч		-0 сут 2 ч		-6 сут 14 ч	
Возраст суточного прилива	1 сут 0 ч		1 сут 18 ч		0 сут 15 ч	
Возраст параллактического прилива	3 сут 11 ч		—		2 сут 22 ч	
Средняя величина полусуточного прилива, см	57		—		—	
Средняя большая величина тропического прилива, см	110		154		123	
Средняя большая величина прилива за лувацию, см	94		123		97	
Максимальная величина прилива, см	171		224		165	
Средний уровень, см	64		79		61	

Характеристика	Датч-Харбор		зал. Качега		о. Адак	
Координаты:						
северная широта	53° 54′		53° 28′		51° 51′	
западная долгота	166° 32′		167° 05′		176° 39′	
Часовой пояс	+11		+9		+10	
Период наблюдений, год	1901 (134 сут)		—		—	
Гармонические постоянные:	*H* см	*g*°	*H* см	*g*°	*H* см	*g*°
M_2	26,3	125	22	169	19	153
S_2	2,2	358	8	155	2	338
N_2	9,4	82	—	—	—	—
K_2	0,6	352	—	—	—	—
K_1	32,4	153	34	183	41	183
O_1	22,0	155	23	171	29	172
P_1	10,7	154	—	—	—	—
Q_1	4,3	156	—	—	—	—
M_4	0,3	308	—	—	—	—
M_6	0,2	280	—	—	—	—
$H_{S_2} : H_{M_2}$	0,08		0,14		0,10	
$H_{N_2} : H_{M_2}$	0,36		—		—	
$(H_{K_1} + H_{O_1}) : H_{M_2}$	2,07		2,59		3,50	
$H_{O_1} : H_{K_1}$	0,68		0,68		0,71	
Средний прикладной час	3 ч 50 мин		3 ч 19 мин		3 ч 06 мин	
Возраст полусуточного прилива	−4 сут 23 ч		−0 сут 5 ч		− 6 сут 18 ч	
Возраст суточного прилива	0 сут 9 ч		0 сут 20 ч		0 сут 20 ч	
Возраст параллактического прилива	3 сут 18 ч		—		—	
Средняя величина полусуточного прилива, см	—		—		—	
Средняя большая величина тропического прилива, см	121		122		149	
Средняя большая величина прилива за лунацию, см	102		99		101	
Максимальная величина прилива, см	180		169		189	
Средний уровень, см	70		58		64	

Характеристика	о. Танага		о. Амчитка		Порт-Киска	
Координаты:						
северная широта	51° 38′		51° 25′		51° 59′	
долгота	177° 47′ з.		179° 17′ в.		177° 33′ в.	
Часовой пояс	+10		+10		+11	
Период наблюдений, год	—		—		1904 (58 сут)	
Гармонические постоянные:	H см	g°	H см	g°	H см	g°
M_2	26	142	15	135	20,57	108
S_2	1	287	1	358	1,86	266
N_2	—	—	—	—	6,16	47
K_2	—	—	—	—	1,37	349
K_1	39	181	27	181	36,94	181
O_1	30	171	21	178	27,40	147
P_1	—	—	—	—	11,31	192
Q_1	—	—	—	—	4,57	133
M_4	—	—	—	—	0,43	22
M_6	—	—	—	—	0,55	20
$H_{S_2} : H_{M_2}$	0,04		0,07		0,09	
$H_{N_2} : H_{M_2}$	—		—		0,30	
$(H_{K_1} + H_{O_1}) : H_{M_2}$	2,65		3,20		3,12	
$H_{O_1} : H_{K_1}$	0,77		0,78		0,74	
Средний прикладной час	2 ч 38 мин		2 ч 11 мин		2 ч 8 мин	
Возраст полусуточного прилива	6 сут 9 ч		−5 сут 5 ч		6 сут 22 ч	
Возраст суточного прилива	0 сут 19 ч		0 сут 13 ч		1 сут 18 ч	
Возраст параллактического прилива	—		—		3 сут 14 ч	
Средняя величина полусуточного прилива, см	—		—		—	
Средняя большая величина тропического прилива, см	162		107		143	
Средняя большая величина прилива за лунацию, см	129		84		121	
Максимальная величина прилива, см	217		146		197	
Средний уровень, см	73		46		58	

Характеристика	о. Атту		о. Атту	
Координаты:				
северная широта	52° 44′		52° 50′	
восточная долгота	174° 04′		173° 12′	
Часовой пояс	+10		+10	
Период наблюдений, год	—		—	
Гармонические постоянные:	H см	g'	H см	g'
M_2	21	172	22	166
S_2	3	291	3	253
N_2	—	—	—	—
K_2	—	—	—	—
K_1	33	190	33	184
O_1	27	183	23	180
P_1	—	—	—	—
Q_1	—	—	—	—
M_4	—	—	—	—
M_6	—	—	—	—
$H_{S_2} : H_{M_2}$	0,14		0,13	
$H_{N_2} : H_{M_2}$	—		—	
$(H_{K_1} + H_{O_1}) : H_{M_2}$	2,86		2,54	
$H_{O_1} : H_{K_1}$	0,82		0,70	
Средний прикладной час	3 ч 7 мин		2 ч 50 мин	
Возраст полусуточного прилива	5 сут 7 ч		3 сут 23 ч	
Возраст суточного прилива	0 сут 17 ч		0 сут 14 ч	
Возраст параллактического прилива	—		—	
Средняя величина полусуточного прилива, см	—		—	
Средняя большая величина тропического прилива, см	133		124	
Средняя большая величина прилива за лунацию, см	105		100	
Максимальная величина прилива, см	183		169	
Средний уровень, см	64		61	

Монографический справочник

ПРОЕКТ „МОРЯ"

Гидрометеорология и гидрохимия морей

Том X

БЕРИНГОВО МОРЕ

Выпуск 1. Гидрометеорологические условия

Редактор О. М. Федотова. Художественный редактор Л. А. Упрод.
Технический редактор Н. Ф. Грачева. Корректор Г. Н. Римант

ЛР 020228 от 10.11.96 г.

Подписано в печать 12.11.99. Формат 60 × 90 1/8. Бумага офсетная. Печать офсетная. Печ. л. 37,5. Кр.-отт. 38. Уч.-изд. л. 41,68.
Тираж 400экз. Индекс ОЛ-20.
Гидрометеоиздат, 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38.