



ПРОЕКТ «МОРЯ»

---

# ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ

---

ТОМ IX

ОХОТСКОЕ  
МОРЕ

---

ВЫПУСК 1

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ  
УСЛОВИЯ



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1998

331 46  
1746

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА РОССИИ  
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ  
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

КОМИТЕТ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ПО РЫБОЛОВСТВУ

ТИХООКЕАНСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ  
РЫБНОГО ХОЗЯЙСТВА И ОКЕАНОГРАФИИ

ПРОЕКТ «МОРЯ»

---

# ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ

---

77064

ТОМ IX  
ОХОТСКОЕ  
МОРЕ

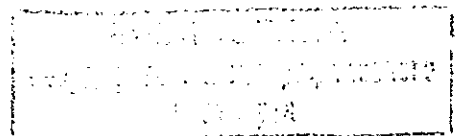
ВЫПУСК 1

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ  
УСЛОВИЯ

Под редакцией  
д-ра техн. наук, проф. Б.Х. Глуховского,  
канд. геогр. наук Н.П. Гоптарева,  
канд. геогр. наук Ф.С. Терзиева



САНКТ-ПЕТЕРБУРГ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1998



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ СЕРИИ МОНОГРАФИЙ  
„ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ“:

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

Освещен широкий круг вопросов по метеорологии и климату, физической океанологии и динамике вод Охотского моря. Содержится подробный научный анализ закономерностей формирования и современного состояния элементов климата (ветер, температура и влажность воздуха, облачность, осадки, грозы, туман, ограниченная видимость и др.) и гидрологического режима (тепловой баланс, температура, соленость и плотность воды, уровень, течения, волнение, ледяной покров и др.), их пространственно-временной изменчивости и взаимосвязей. Информационной основой являются данные океанографических съемок, метеорологических наблюдений судовых и береговых гидрометстанций, авиационных и спутниковых наблюдений, а также результаты, полученные расчетными методами.

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

Ответственный редактор Ф. С. Терзиев

Отзывы и предложения просьба направлять в Государственный океанографический институт по адресу: 119338, ГСП, Москва, Г-34, Кропоткинский пер., 6

Книга подготовлена к изданию при финансовой поддержке  
Министерства науки и технологий Российской Федерации  
и Российского фонда фундаментальных исследований

*Посвящается светлой памяти  
преждевременно ушедших из жизни  
известных ученых-океанологов,  
членов редколлегии  
В. И. Калацкого, А. И. Симонова,  
Г. В. Гирдюка, Н. П. Гонтарева и других,  
принимавших активное участие  
в создании серии монографий  
по проекту „Моря“*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Окрупные 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, ледовые условия, течения, химическая агрессивность морских вод, солевой состав, биогенные вещества и другие.

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

К основным компонентам системы относятся следующие:

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

2. „Руководство по расчету элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и устьях рек при инженерных изысканиях“ (М.: Гидрометеоздат, 1973), в котором изложены практические приемы расчета характеристик режима на осно-

ве натуральных данных и теоретических исследований.

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

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

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

В соответствии с проектом „Моря“ научно-технической программы ГКНТ „Мировой океан“ 39 организациями Росгидромета, Минрыбхоза, РАН, других министерств и ведомств России и стран СНГ 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 био-

продуктивности морей. Существенное внимание уделяется современному и ожидаемому антропогенным изменениям элементов режима. В силу объективных причин — специфики режима морей, степени изученности, различного уровня теоретических разработок — в освещении некоторых вопросов по разным морям имеются существенные различия. Однако при разработке научной программы и в процессе выполнения работ перед исполнителями ставилась основная задача — отразить современный уровень знаний гидрометеорологических и гидрохимических условий.

В разделах по гидрометеорологии и климату рассматриваются климатообразующие факторы — радиационные условия, циркуляционные процессы, ортография 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, полужасным 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 смещения 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 (рН); щелочность как показатель смещения и происхождения вод в мере, 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, дает-

ся 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 режима морей, в частности:

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

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

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

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

— изучены основные факторы формирования газового режима вод — вертикальная устойчивость, 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 и обороны страны на морях.

Общее научно-методическое руководство исследованиями по проекту „Моря“ и подготовкой серии монографий „Гидрометеорология и гидрохимия морей“ осуществлялось ГОИНОм.

Подготовка серии монографий „Гидрометеорология и гидрохимия морей“ выполнена под общим руководством научного руководителя проекта „Моря“ канд. геогр. наук Ф. С. Терзиева.

Том „Охотское море“ подготовлен в соответствии с общим планом серии монографий и состоит из двух выпусков — „Гидрометеорологические условия“ и „Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биопродуктивности“.

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

Сведения о гидрометеорологических условиях Охотского 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 Охотского моря проводятся организациями Росгидромета (Сахалинским, Колымским и Камчатским территориальными управлениями по гидрометеорологии, Дальневосточным региональным научно-исследовательским гидрометеорологическим институтом, ГОИНОм), 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 Охотского 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 применяемых методов метеорологических и

морских прогнозов (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 Дальневосточного научно-исследовательского гидрометеорологического института (ДВНИГМИ) при участии специалистов ГОИНа, Дальневосточного государственного университета (ДГУ), Тихоокеанского океанологического института Дальневосточного отделения РАН и некоторых других организаций под руководством ответственных исполнителей работ д-ра геогр. наук Т. И. Супранович, канд. геогр. наук В. Г. Яричина и канд. геогр. наук В. А. Лучина (ДВНИГМИ). Авторами части 1 настоящего выпуска являются А. С. Астахов (гл. 1.5), Т. Д. Леонова (гл. 1.3), А. С. Старичевский (гл. 1.1—1.4 и 1.6), Н. М. Сибеккина (гл. 1.1 и 1.2); части 2 — Н. А. Дашко (картографические материалы подготовил К. Б. Юдин); части 3 — В. А. Меновщиков, О. Г. Пятин; части 4 — В. М. Лаврентьев (пп. 4.3.3, 4.4.2, 4.5.2, гл. 4.6), В. А. Лучин (гл. 4.1 и 4.2, пп. 4.3.1—4.3.3, 4.3.5, 4.4.1, 4.4.2, 4.4.4, 4.5.1, 4.5.3, гл. 4.6), В. Г. Яричин (пп. 4.3.4 и 4.4.3); части 5 — Т. И. Супранович; части 6 — М. Р. Гарбер, Г. Н. Го, В. М. Кайсоренко, Ю. Д. Ковбас, А. Б. Рабинович, И. В. Файн, П. Б. Фирсов, Г. В. Шевченко (гл. 6.6), В. Х. Герман (гл. 6.4 и 6.5), Ю. В. Любичский (гл. 6.2 и 6.5), А. В. Савельев (гл. 6.1—6.5); части 7 — В. А. Лучин; части 8 — Н. Г. Алисимчик (введение, гл. 8.1, пп. 8.2.1, 8.2.2, гл. 8.4 и 8.5), В. Н. Боков (п. 8.2.3), Л. И. Лопатухин, А. Е. Чверткин, Б. Н. Шатов (гл. 8.3); части 9 — А. Г. Петров (введение, гл. 9.1, пп. 9.3.10, 9.3.11, гл. 9.2 и 9.4, п. 9.5.2), В. В. Плотников (введение, гл. 9.1 и 9.2, пп. 9.3.2—9.3.6, 9.3.12, 9.3.13, гл. 9.4, п. 9.5.1), Л. П. Якунин (пп. 9.3.1, 9.3.2, 9.3.6, 9.3.7, 9.3.9—9.3.11).

В выполнении расчетов и различных видов технических работ принимали участие Л. Л. Безнадежных, Т. Н. Пузыревская, С. И. Кислова, Е. В. Горобченко, А. И. Сиротенко, М. М. Шутова, С. В. Жукова, В. М. Лаврентьев, Т. Н. Чупахина, М. М. Асташкина, В. М. Шашель, Л. А. Кривченкова, Г. А. Перунова, Л. П. Демидова, В. Т. Соломенник.

# 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

## 1.1. Географическое положение и границы Охотского моря

Охотское море расположено в северо-западной части Тихого океана и по своему географическому

положению относится к типу окраинных морей. Оно омывает берега Азии на севере и отделено от океана на юго-востоке грядой Курильских островов и п-овом Камчатка. Западная его граница проводится по восточному побережью о. Сахалин и о. Хоккайдо (рис. 1.1).

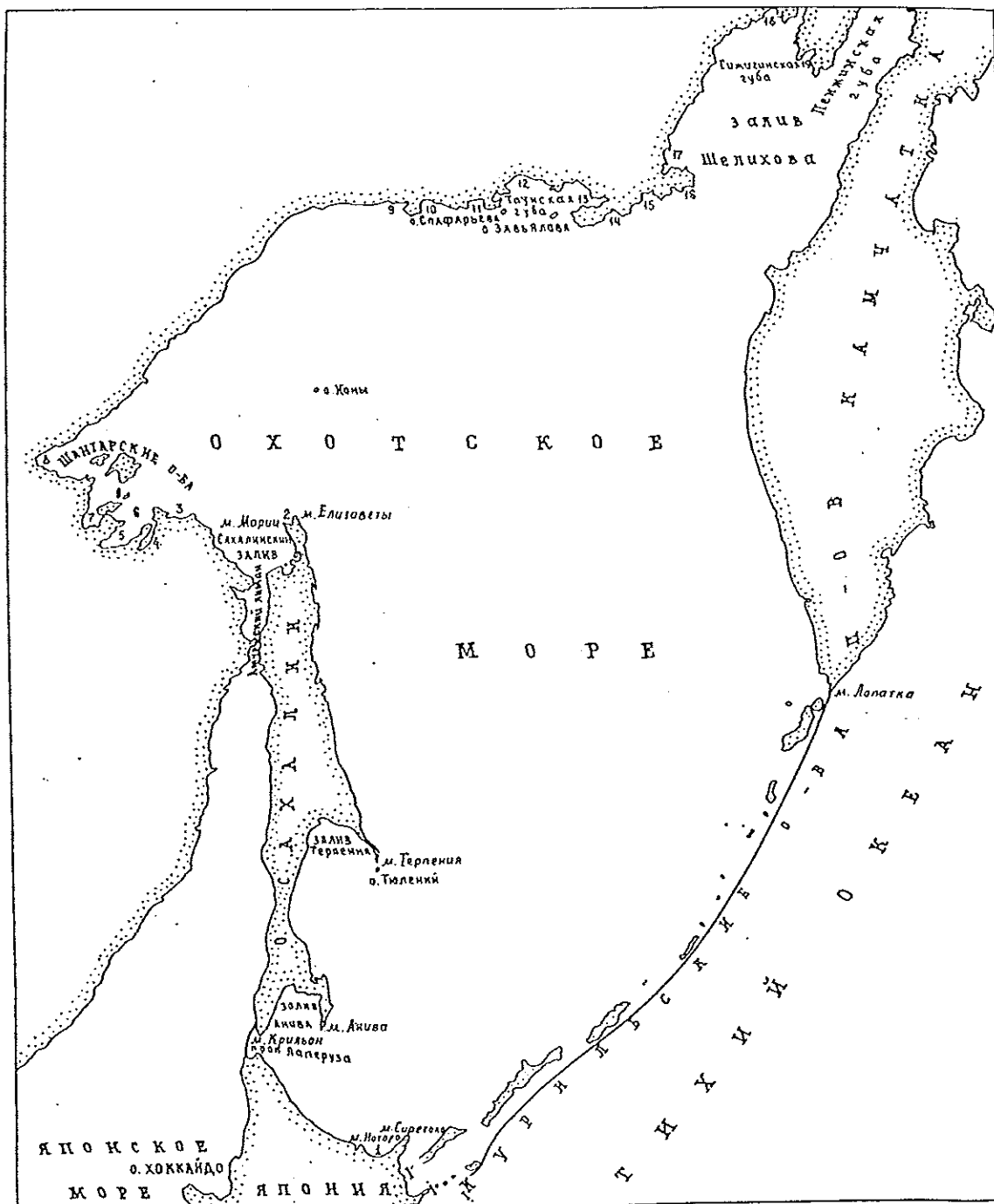


Рис. 1.1. Обзорная карта Охотского моря.

Сплошной линией показаны морские границы.

Заливы: 1 — Абасирли; 2 — Северный; 3 — Александры; 4 — Николая; 5 — Ульяновский; 6 — Академни; 7 — Тугурский; 8 — Удская губа; 9 — Эйришейская губа; 10 — Ушки; 11 — Шельтинга; 12 — Амахтонский; 13 — Одян; 14 — Забияка; 15 — Бабушкина; 16 — Кекурный; 17 — Ямская губа; 18 — Найханская губа; 19 — Внутренняя губа.

**Морские проливы.** Проливами Амурский лиман, Невельского на севере и Лаперуза на юге Охотское море соединяется с Японским, а многочисленными Курильскими проливами — с Тихим океаном (рис. 1.2). Цепь Курильских островов отделяется от о. Хоккайдо прол. Измены, а от п-ова Камчатка — Первым Курильским проливом. Наиболее глубокие проливы островной цепи — Буссоль и Круzensхтерна. Из других наиболее крупные проливы: Екатерины, Фриза, Рикорда, Четвертый Курильский. Главные морфометрические характеристики проливов приведены в табл. 1.1. По классификации Н. Н. Зубова [30], Охотское море относится к бассейновым морям, поскольку глубина проливов гораздо меньше максимальных глубин дна котловины.

**Береговая линия.** Береговая линия Охотского моря имеет сложные очертания. Изгибы ее, связанные с выступами крупных мысов и полуостровов, образуют заливы и губы (см. рис. 1.1). Наиболее извилиста она в юго-западной и северо-восточной частях моря. На юго-западе крупнейшими являются заливы Анива и Терпения, отделенные от открытого моря полуостровами Тонино-Анивским и Терпения соответственно. На северо-востоке о. Сахалин изрезан слабо, но на берегу, в непосредственной близости от моря, расположена цепь крупных лагун, называющихся заливами: Луньский, Набильский, Ныйский, Чайво, Пильтун. Эти лагуны отделяются косами, между которыми имеются узкие мелководные проходы. Лагуны мелководны и в большинстве случаев покрыты зарослями водорослей [18]. Севернее зал. Пильтун вдоль восточного побережья о. Сахалин расположена цепь озер и лагун, имеющих, как правило, округлые очертания и сравнительно небольшие размеры. Сахалинский залив вдается на 100 км между севером о. Сахалин и побережьем материка. Его ограничивают м. Елизаветы на востоке и м. Александра на западе, ширина залива между ними около 200 км. В восточный берег Сахалинского залива вдаются два менее крупных залива: Помрь и Байкал, а в западный — заливы Екатерины, Рейнеке, Счастья и др. От Сахалинского залива до Удской губы находится наиболее изрезанный участок побережья с многочисленными крупными заливами: Александры, Академии, в берега которого в свою очередь вклиниваются заливы Николая, Ульбанский и Константина; Тугурским, отделенным от зал. Академии Тугурским полуостровом.

Северо-западное побережье Охотского моря практически лишено крупных заливов, а северное — значительно изрезано. В него вдаются Тауйская губа, берега которой изрезаны заливами и бухтами (заливы Мотыклейский, Ахматовский и Одян). От Охотского моря губа отделена п-овом Кони. Из более мелких заливов северного побережья Охотского моря следует отметить Ейринейскую губу и заливы Ушки, Шельтинга, Забияка, Бабушкина, Кекурный.

Самый крупный залив Охотского моря лежит в его северо-восточной части, вдаваясь на 315 км в материк. Это зал. Шелихова с Гижинской и Пенжинской губами. Южной границей зал. Шелихова служит линия, соединяющая м. Толстой на п-ове Пягина с м. Утхолокским на п-ове Камчатка. Гижинская и Пенжинская губы разделены возвышенным п-овом Тайгонос. Пенжинская губа резко суживается до 40 км полуостровами Елистратова на западе и

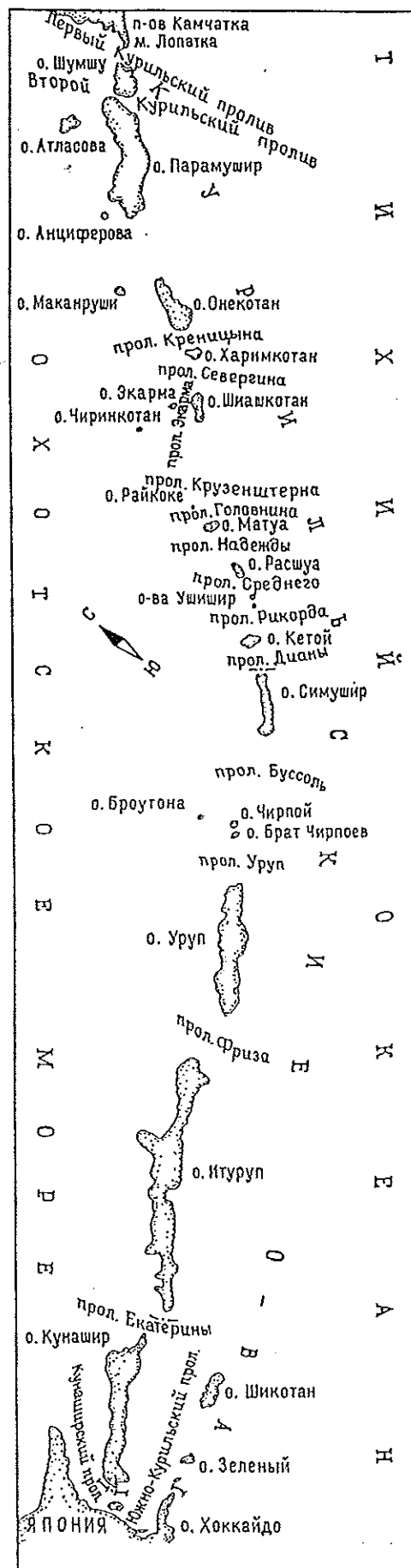


Рис. 1.2. Проливы Курильской гряды.

Морфометрические характеристики проливов Большой Курильской гряды

Пролив	Поперечное сечение		Глубина, м		Ширина	
	км	%	средняя	наибольшая	миль	км
Буссоль	83,83	43,30	1006	2318	45,0	83,3
Крузенштерна	47,27	24,40	709	1920	36,6	66,7
Фриза	17,82	9,20	385	890	25,0	46,3
Четвертый Курильский	15,69	8,10	282	640	30,0	55,6
Рикорда	6,29	3,20	243	520	14,0	25,9
Екатерины	5,45	2,80	235	485	12,5	23,2
Надежды	4,62	2,40	158	575	15,8	29,2
Дианы	3,51	1,80	180	390	10,5	19,4
Уруп	3,34	1,70	98	155	18,5	34,3
Севергина	1,56	0,80	54	85	15,6	28,9
Креницына	0,62	0,30	41	67	8,1	15,0
Среднего	0,57	0,30	51	90	6,0	11,1
Первый Курильский	0,26	0,13	23	39	6,0	11,1
Измены	0,18	0,10	12	22	8,5	15,7
Быстрый	0,06	0,03	23	145	1,5	2,8
Второй Курильский	0,04	0,02	24	50	0,9	1,7
Фортуна	2,42	1,20	144	320	11,4	21,1
Всего	193,53	100	—	—	265,3	491,3

Маметчинским на востоке. Эта узкость называется горлом. В юго-западной части зал. Шелихова, севернее п-ова Пьягина, располагается небольшая Ямская губа с заливами Перевалочным и Малкачанским.

Западное побережье п-ова Камчатка выровнено и практически лишено заливов.

Сложны по своим очертаниям и образуют мелкие заливы берега Курильских островов. С охотоморской стороны наиболее крупные заливы находятся у о. Итуруп: Доброе Начало, Куйбышевский, Курильский, Простор, а также Львиная Пасть и др. Заливы глубоководны и имеют весьма сложнорасчлененное дно.

Острова. Острова в Охотском море отличаются большим разнообразием как по величине и форме, так и по происхождению. Здесь встречаются одиночные острова и архипелаги, острова в которых располагаются компактной группой или вытянуты в виде гряды. Выделяются материковые острова и острова переходной зоны.

Материковые острова представляют собой массивы суши, расположенные в пределах единого с материком блока земной коры. К островам переходной зоны относятся линейно-вытянутые архипелаги, венчающие гребни мощных изогнутых подводных хребтов-кордильер. Их называют островными дугами. Кинг [67] отмечает характерную закономерность в распределении островных цепей переходной зоны. Они, как правило, двойные. Вогнутую внутреннюю гряду занимают вулканические постройки, а внешнюю — осушенные выступы складчатого основания кордильер.

Из материковых островов у берегов Восточного Сахалина известны небольшие островки: Тюлений и скала Камень Опасности. Остров Тюлений имеет плоскую вершину, обрывистые берега. От южной оконечности отходит аккумулятивная надводная коса. Скала Камень Опасности — небольшая группа голых камней в прол. Лаперуза.

Остров Ионы расположен в 200 км к северу от о. Сахалин. Высота его 150 м, берега скалистые и почти отвесные.

Шантарские острова лежат на северо-западе Охотского моря (см. рис. 1.1). Они представляют собой архипелаг из 15 островов площадью около 2500 км<sup>2</sup>. Наиболее крупные острова: Большой Шантар (площадь 1790 км<sup>2</sup>), Феклистова (около 400 км<sup>2</sup>), Малый Шантар (около 100 км<sup>2</sup>), Беличий (около 70 км<sup>2</sup>) [15]. Климат на островах суровый.

Из островов северного побережья наиболее значительные расположены в Тауйской губе. Это острова Завьялова и Спафарьева. Остров Спафарьева возвышается на 575 м, а о. Завьялова горист и достигает высоты 1130 м. Склоны его покрыты кустарником, берега скалистые.

В зал. Шелихова острова расположены вблизи побережья и незначительны по размерам. Наиболее удаленные от береговой черты — Ямские (Атыкан, Матыкиль), а также небольшие островки Коконце, Баран, Хатемалью. Находятся они на расстоянии до 20 км к востоку от п-ова Пьягина. Небольшие острова: Третий, Крайний, Добржанского, Ровный, Зубчатый, Конус, Чемеивытегартыну — располагаются в Пенжинской губе. У берегов западной Камчатки находится лишь один заметный остров — Птичий, располагающийся к северу от м. Хайрюзово.

Гирлянда островов переходной зоны, образующих Большую Курильскую гряду, вытянулась от п-ова Сиретоко (о. Хоккайдо) на юго-западе, до м. Лопатка (п-ов Камчатка) на северо-востоке. Ее протяженность составляет около 1300 км. В плане гряда имеет форму угла, равного 150°, с вершиной в районе прол. Буссоль, обращенной к Тихому океану. Она состоит из 30 больших, 20 малых островов и скал. Общая площадь островов Большой Курильской гряды составляет 15,6 тыс. км<sup>2</sup> [43]. Глубоки ми проливами Буссоль и Крузенштерна архипелаг делится на три части: Южные, Средние и Северные Курилы.

Площади высотных поясов Курильских островов (по [32], с упрощением)

Высота, м	Малая Курильская гряда (373)	Большая Курильская гряда					
		Кунашир (1490)	Итуруп (3000)	Уруп (1430)	Симушир (340)	Онекотан (425)	Парамушир и Шумшу (2420)
1000—1882	—	46/1	16/1	44/3	3/1	0,2/0,05	80/3
300—1000	3/1	442/23	336/33	640/45	128/38	130/31	1300/53
60—300	182/49	750/57	876/54	556/39	204/60	292/68	820/34
1—60	188/50	253/17	252/12	180/13	5/1	4/1	220/10

Примечание. В скобках — площадь островов, км<sup>2</sup>; в числителе — площадь высотного пояса, км<sup>2</sup>, в знаменателе — то же, %

Южные Курилы включают в себя крупные острова Большой Курильской гряды: Кунашир, Итуруп, Уруп, а также небольшие острова Черные Братья и Броутона. Значительная площадь крупных островов выхолмлена и террасирована. Над ними возвышаются вулканические постройки высотой 1200—1800 м (Тятя, Менделеева, Атсонупури, Берутарубе и др.). Остров Уруп несколько отличается массивностью доколя.

Средние Курилы представлены наименее крупными островами гряды: Кетой, Ушишир, Распуа, Матуа, Райкоке. Крупнейший из них — о. Симушир. Острова представляют собой надводные вершины одиночных вулканов, достигающих отметок до 1500 м.

Северные Курилы включают в себя острова Шиашкотан, Экарма, Чиринкотан, Онекотан, Харимкотан, Макаруши, Анциферова, Парамушир, Шумшу, Атласова. Они не образуют единой цепи. Самые крупные из них (острова Парамушир и Шумшу) располагаются на восточной окраине Большой Курильской гряды. На о. Парамушир вулканы превышают отметки 1300 м (Карпинского, Чикурачки), несколько ниже вулкан Эбеко (1183 м). Самая высокая точка острова принадлежит вершине вулкана Фусса — 1772 м. Из других островов можно упомянуть острова Онекотан и Шиашкотан — группы из двух вулканов, соединенных низменными перемычками, а также самый высокий остров Большой Курильской гряды — Атласова, представляющий собой вершину вулкана Алайд и достигающий отметки 2339 м.

В табл. 1.2 приведены сведения о площади высотных поясов Курильских островов.

### 1.2. Основные морфометрические характеристики

Согласно измерениям Ю. С. Фролова [65], площадь зеркала Охотского моря без островов составляет 1603,2 тыс. км<sup>2</sup>. Площадь островов в его пределах равна 13,5 тыс. км<sup>2</sup>. Таким образом, площадь поверхности моря составляет 1616,7 тыс. км<sup>2</sup>. В поперечнике с юго-запада на северо-восток оно достигает 2463 км и с юго-востока на северо-запад — 1482 км. Длина береговой линии моря составляет 10 460 км [63].

Охотское море глубоководное. Самая глубокая часть его располагается южнее линии м. Лопатка (на п-ове Камчатка) — южная оконечность о. Сахалин. Здесь находится Курильская котловина, огра-

ниченная изобатой 3300 м. Максимальная глубина ее достигает 3374 м [63]. Средняя глубина всего бассейна Охотского моря составляет 821 м [65].

Распределение глубин в Охотском море можно видеть на батиграфической кривой (рис. 1.3) и табл. 1.3. Оно отражает важную особенность подводного рельефа дна Охотского моря: наличие двух обширных ступеней на глубине до 200 м (шельф) от 900 до 1700 м (краевое плато с нижним шельфом — 38,4 %). Площадь материкового склона (глубин 1500—3000 м) примерно равна 114,3 тыс. км<sup>2</sup> (12,8 %), средняя крутизна его условно равна 10°.

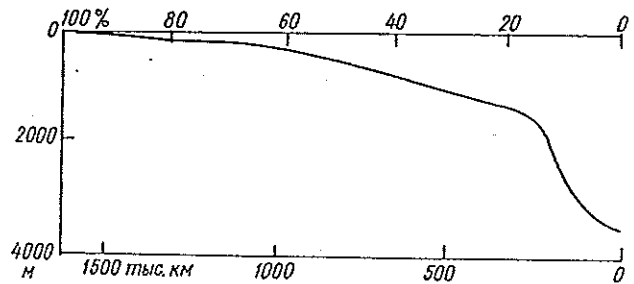


Рис. 1.3. Батиграфическая кривая Охотского моря [13].

Нижнее подножие континентального склона дна и глубоководной котловины располагаются на глубине свыше 3000 м.

Таблица 1

Распределение площадей и объемов воды

Глубина, км	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Процентное соотношение	Объем водной массы, км <sup>3</sup>
0,0—0,2	659,0	41,1	253,0
0,2—1,0	461,7	28,8	535,6
1,0—2,0	308,0	19,2	313,0
2,0—3,0	51,1	3,2	181,7
3,0—4,0	123,4	7,7	33,6

Следует отметить, что батиграфическая кривая представляет весьма осредненную характеристик и не может отразить всех характерных особенностей рельефа дна моря. Объем впадины Охотского моря равен 1316,9 км<sup>3</sup> [65]. Распределение объемов водных масс по ступеням глубин видно из табл. 1.4. Интенсивность расчленения малых форм представлена на рис. 1.4.

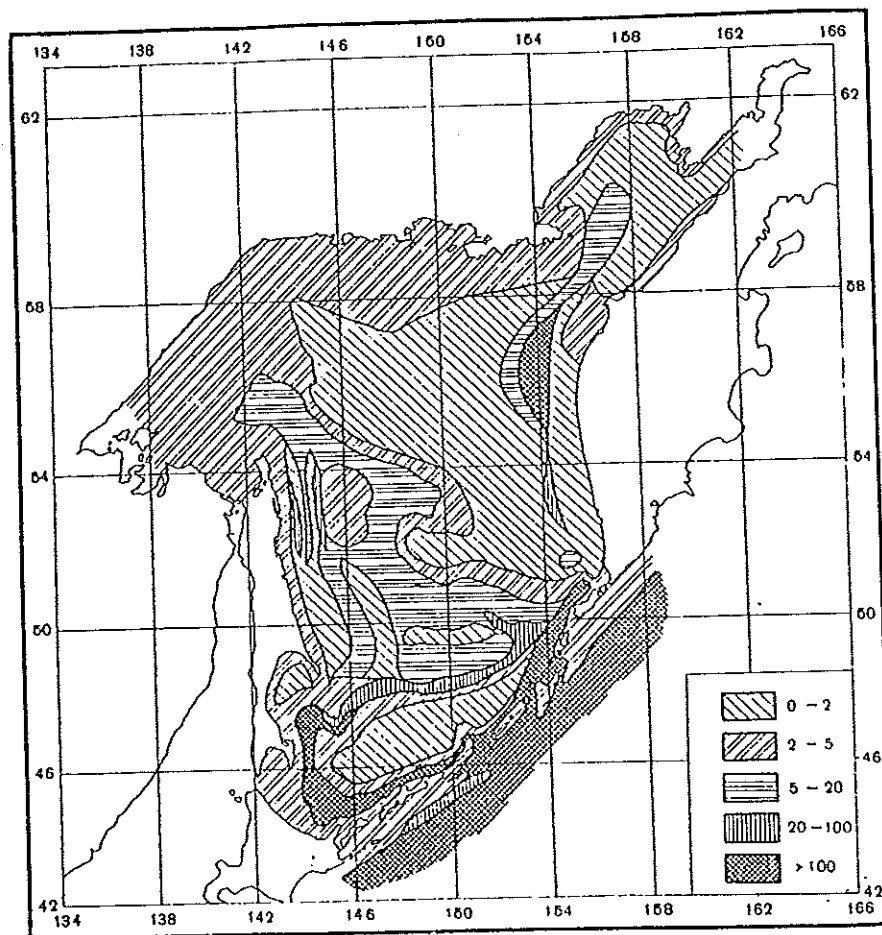


Рис. 1.4. Схема интенсивности расчленения мезорельефа дна Охотского моря (в тысячных).

### 1.3. Берега Охотского моря

В данном разделе описание берегов ведется по регионам, в которых находят отражение сходства физико-географических условий и морфоструктуры суши. Это Курильская островная дуга, Охотоморское побережье островов Хоккайдо и Сахалин и Шантарский регион, северное побережье Охотского моря и западная Камчатка (рис. 1.5).

#### 1.3.1. Побережье Курильских островов

Главными факторами формирования береговой зоны Курильских островов являются вулканическая и волноприбойная деятельность, происходящая на фоне дифференцированных вертикальных тектонических движений и значительных колебаний уровня моря. Выделяются берега: вулканические, абразионные, денудационные и аккумулятивные.

Большая часть Курильских островов сформировалась за исключительного короткий промежуток времени под воздействием мощного вулканизма [21]. Эволюция их берегов под воздействием волн происходила уже в историческое время. Это сказалось на глубине их переработки, в результате чего берега Курильских островов находятся почти в первозданном виде.

Наиболее молодые вулканические берега развиты на островах Средних Курил. Это одиночные вулканические постройки с крутыми или отвесными

береговыми обрывами. У подножия таких обрывов располагаются грубообломочные пляжи, но часто основания их уходят под воду на большую глубину.

С вулканами связаны также глубокие кратерные бухты, которые образуются при разрушении стенок вулканов и заполнения их водой. Таковы зал. Львиная Пасть на о. Итуруп, бух. Броутона на о. Симушир и бух. Кратерная на о. Янкича.

Абразионные берега с отчетливым клифом и абразионной террасой представлены широко. На о. Парамушир, например, у подножия почти отвесного клифа располагаются узкие валунные или песчано-галечные пляжи, а подводная абразионная терраса (бенч) достигает местами ширины 2—3 км [14].

Аккумулятивные берега на Курильских островах имеют подчиненное значение и приурочены к морфологическим ловушкам обломочного материала: к крупным заливам, бухтам, блокированным участкам берега и местам, где возможно развитие аккумулятивных дуг.

Денудационные берега с отмирающим клифом и широким бенчем распространены на большинстве крупных островов. В настоящее время здесь среди береговых обрывов преобладают малоактивные клифы, абрадируемые лишь при наиболее сильных штормах.

Согласно выводам многих исследователей [36, 49], абразионный источник осадочного материала занимает ведущую роль в береговой зоне островов.

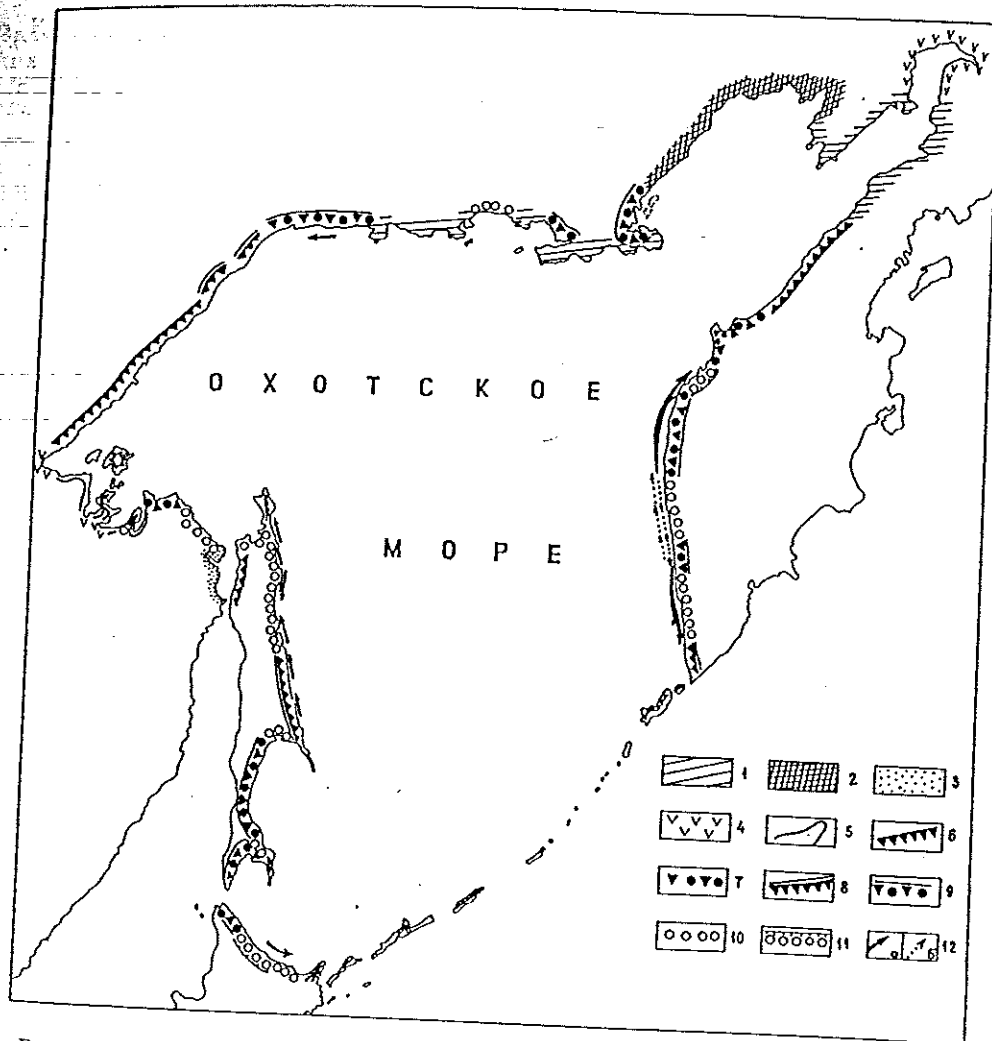


Рис. 1.5. Схема морфогенетических типов берегов Охотского моря (модифицировано по [17]).  
 1 — берега тектонического расчленения (сбросово-бухтовые); 2 — эрозивно-тектонического расчленения (риасовые); 3 — аллювиальных равнин; 4 — ваттовые; 5 — денудационные; 6 — абразионно-бухтовые; 7 — абразионно-аккумулятивные бухтовые; 8 — выровненные абразионные; 9 — выровненные абразионно-аккумулятивные; 10 — выровненные аккумулятивные (лагунные и лиманно-лагунные); 11 — выровненные аккумулятивные с отмершим клиффом и прилегающей современной морской террасой; 12 — потоки наносов: а — направление потоков, б — миграция наносов.

Процессы абразии здесь поставляют в море 3465 тыс. м<sup>3</sup>/год пляжеобразующего материала [6]. Источником обломочного материала являются также пепловые выбросы.

### 1.3.2. Хоккайдо-сахалинское побережье

Побережье о. Хоккайдо на сотни километров выровнено. Абрадируются лишь участки побережья, примыкающие к м. Соя. На остальных участках, кроме п-ова Сиретоко, клифы отмирают. У их подножий располагаются широкие надводные аккумулятивные террасы, косы и пересыпи. В районе м. Ноторо ими отчленен ряд лагун.

Вдоль берега перемещение наносов происходит с севера на юг, но этот поток маломощный.

На Охотоморском побережье о. Сахалин выделяются два основных береговых района: юго-восточный и северо-сахалинский. Северо-сахалинский район характеризуется низменным рельефом, а юго-восточный — чередованием хребтов и межгорных депрессий.

Юго-восточный береговой район отличается значительной изменчивостью в связи с ориентировкой береговой линии косо по отношению к основным морфоструктурным элементам о. Сахалин. Вдоль горных хребтов, сложенных крепкими породами, сформированы выровненные и мелкобухтовые абразионные берега с высокими активными клифами. Высота их иногда достигает 300 м. В основаниях береговых уступов располагаются узкие песчано-галечные, иногда валунные пляжи, многочисленные надводные и подводные останцы.

Для выровненного побережья Сахалинского залива также характерно распространение аккумулятивных берегов с косами и пересыпями [1, 40], которые отделяют от моря крупные лагуны Помрь, Байкал и зал. Счастья.

Северо-сахалинский береговой район характеризуется преимущественным распространением аккумулятивных берегов.

Крупнейшие на острове лагуны: Луньская, Чайво, Пильтун и другие — от Охотского моря отделены песчаными пересыпями шириной до 1,5 км.

Дно их размывается приливно-отливными и сгонно-нагонными течениями [18].

### 1.3.3. Побережье Шантарского региона

Шантарский регион считается местным центром холода. Развитие его берегов имеет специфические черты, обусловленные продолжительностью ледостава (8—9 мес), который ограничивает волновое воздействие на сушу. Поэтому неволновые факторы переработки побережья здесь приобретают большое значение. Среди них следует указать на геологическое строение, тектонические движения, денудацию, морозное выветривание, наледеобразование, другие нивационные процессы, а также деятельность морского льда. Приливные колебания уровня моря, течения, аллювиальные и оползневые процессы занимают промежуточное положение в этом ряду.

В Шантарском регионе выделяются два главных района: Шантарские острова и побережье крупных материковых заливов.

Побережье Шантарских островов сложено комплексом пород с различной устойчивостью к денудации и образующим отчетливо выраженные в рельефе тектонические складки, разбитые сбросами. Эти морфоструктурные элементы обусловили первичные контуры береговой линии островов. Затопление морем депрессий определило направленность береговых процессов по аккумулятивному (лагунно-озеро Большое) или абразионному (бух. Абрек) типу [24].

Важную роль в формировании побережья играет селективная денудация. Крутое падение способствует отчленению отдельных блоков от коренных массивов и обрушению их к подножию клифов. На берегах некоторых островов развито покровное оползание каменных глыб [24]. На о. Большой Шантар абразионно-денудационные берега занимают 83 % всей береговой линии [31].

Приливные бенчи и широкие осушки окаймляют песчаные берега в бухтах Якшина (о. Большой Шантар), Лебяжьей (о. Феклистова), Абрек (о. Малый Шантар).

Действие припайного льда восполняет недостаточность волновой деятельности в зимний период. Лед выпихивает поверхность пляжа, перемещая по мелководью рыхлые отложения, скалывает абразионные останцы, клифы, бенчи. За счет деятельности льда в Шантарском регионе в море поступает 185 т/км берега в год, тогда как абразия поставляет всего 3,5 т/км берега в год [5].

Материковые заливы Тугурский и другие по характеру расчленения береговой линии близки к рифасовым [14]. Изрезанность побережья обусловлена поперечным пересечением береговой линией длительно развивающихся тектонических прогибов, разбитых многочисленными разломами, и их затоплением ингрессирующим морем [7, 39].

Денудационные берега в этой части побережья представлены почти повсеместно. Высота уступов превышает 50 м. Иногда они слабо задернованы [25], но основным признаком для них являются осыпи, обвалы, оползни.

Приливные бенчи и широкие осушки, связанные с приливными колебаниями уровня моря, почти повсеместно окаймляют денудационные берега заливов.

Аккумулятивные берега представлены в вершинах бухт и заливов, вдающихся в равнинные участки побережья. К ним относят 31 % всей береговой линии района [31].

Пологие уклоны подводного склона и значительный запас тонкообломочного материала в пределах кутовых частей Удской губы, Тугурского и Ульбанского заливов, а также значительная амплитуда приливных колебаний уровня моря определяют широкое развитие ваттовых берегов [14].

### 1.3.4. Северо-охотское побережье

Северо-охотское побережье следует своими очертаниями за основными морфоструктурными элементами Монголо-Охотской складчатой системы и Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса. Ориентированная к ним под различными углами береговая линия имеет сложную конфигурацию и делится на ряд районов: Западное Приохотье, Северное Приохотье, побережья зал. Шелихова и Пенжинской губы.

Северо-охотское побережье широко открыто для волнового воздействия, которое остается основным берегоформирующим фактором. Неволновые факторы имеют подчиненное значение [47]. Среди них выделяются приливные колебания уровня моря, которые усиливают морозное выветривание коренных пород в береговой зоне, влияют на устойчивость ледяного покрова и затрудняют формирование нормального пляжа, увеличивая его мобильность.

Западное Приохотье отличается генеральной прямолинейностью береговой линии, связанной с разломами. По отдельным крутопадающим в сторону моря разломам происходит оседание скальных блоков [3]. От Удской губы до м. Нонгдан на севере встречаются как выровненные абразионные и абразионно-аккумулятивные типы берегов, так и мало измененные морем бухтовые.

Приохотское побережье к северу от м. Нонгдан тяготеет к периферии Ульинской и Охотской впадин. Здесь располагаются низменные приморские равнины с аккумулятивными побережьями в виде плавных вогнутых дуг протяженностью около 100 км. Из надводных форм преобладают пересыпбары, которые тянутся вдоль всего берега залива.

Побережье Северного Приохотья располагается вдоль Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса. Оно характеризуется преобладанием гористого высокого берега и его глубоким расчленением. Далеко выдвинутые в море мысы полуостровов Лисьянского, Кони и Пьягина обусловлены выходами крупных интрузий и чередуются с глубоко вдающимися в сушу бухтами (Лужина, Нагаева) и заливами (Кекурный, Тауйская губа и др.), в кутовых частях которых залегают рыхлые кайнозойские отложения. Прямолинейные контуры многих бухт и их значительная глубина обусловлены тектонической раздробленностью побережья. В. П. Зенкович [29] относит побережье Северного Приохотья к сбросово-бухтовому типу глыбового расчленения.

### 1.3.5. Побережье западной Камчатки

Побережье западной Камчатки ограничивает приморские равнины, расположенные на окраине тектонического прогиба. В его южной части равнина поднимается над уровнем моря на 5—10 м. Се-

вернее устья р. Крутогорова она всхолмлена и поднята на 40—60 м. Севернее пос. Паланы к побережью подходят отроги Срединного хребта п-ова Камчатка, а в районе Камчатского перешейка береговая линия подходит к Пусторецкой депрессии Паратского Дола. Различия в геологическом строении побережья западной Камчатки отразились в его облике.

К северо-востоку от м. Хайрюзово береговые дуги имеют преимущественно абразионное происхождение. Многочисленные выступы береговой линии образуют мысы, сложенные базальтами (Утхолокский, Хайрюзова и др.). Береговая линия между ними выработана абразией в песчаниках, конгломератах.

С продвижением дальше на север к Камчатскому перешейку в формировании побережья возрастает доля денудационных процессов в переработке первично-тектонических берегов, чему способствует увеличивающаяся в этом направлении высота приливов. В отливы из-под воды выходят илисто-песчаные осушки шириною в несколько километров.

Низменные аккумулятивные берега с небольшими участками абразионных обрывов представлены к югу от м. Хайрюзова до р. Озерной. Пересыпбары, лагуны и отчлененные песчаными косами речные русла занимают полосу не более 0,5 км шириной. Среди аккумулятивных свободных форм косы, бары и штормовые валы занимают всю среднюю часть побережья западной Камчатки от оз. Большого до р. Ичи. Общая протяженность этой дуги составляет около 400 км, и лишь 50 км из них приходится на абразионный берег [17].

#### 1.4. Рельеф дна и геоморфологическое районирование

Типизация рельефа дна переходной зоны. Основное пространство Охотского моря занимает подводная континентальная окраина (предконтинент), которая обычно по геодинамическим признакам делится на пассивную и активную. В Охотском море представлены та и другая, разделенные субокеанической глубоководной котловиной. В морфоструктурном отношении им соответствуют внутренняя зона континентальной окраины, прилегающая к побережьям материковой суши, крупных островов, полуостровов, и внешняя зона — хребет типа кордильеры [67], входящий в состав Тихоокеанского подвижного пояса.

Предконтинент, помимо литеральной, характеризуется также вертикальной геоморфологической зональностью, выраженной различными по форме и морфометрическим характеристикам шельфом и континентальным склоном. В зависимости от ширины шельфа, более дробной его вертикальной зональности и формы расчленения континентального склона выделяются четыре основных типа предконтинента: уступ, бордерленд, трап и терраса. Континентальный уступ имеет узкий (до первых десятков км) шельф с положением бровки на глубине менее 160 м и высокий крутой (более 1 км при угле наклона свыше 7°) склон. Континентальный бордерленд характеризуется весьма сложным тектоническим расчленением склона с наличием изолированных

горных сооружений. Шельф в его пределах имеет причудливую конфигурацию, которая повторяет очертания береговой линии в виде узкой полосы. Кроме того, он занимает вершины изолированных подводных горных сооружений на различных (до 1600 м) гипсометрических отметках. Континентальный трап (ступенчатая континентальная окраина) имеет широкий шельф из двух ступеней (верхний шельф — до 160 м и нижний шельф — до 1600 м), разделенных пологим откосом. Континентальная терраса представлена широким (десятки и более км) верхним шельфом с внешней бровкой или пологим перегибом поверхности дна на глубине менее 200 м, и с высоким, но часто пологим склоном.

Геоморфологическое районирование. В силу пространственной ограниченности интересующей в данном случае акватории, куда попадает Охотское море, таксоны наиболее высоких рангов здесь не рассматриваются. Выделяются таксоны лишь трех рангов: провинции, области и районы.

Провинциям соответствуют Охотоморская (пассивная) и Курильская (активная) континентальные окраины, а также разделяющая их Курильская субокеаническая котловина, имеющие резкие морфоструктурные различия, которые обусловлены разной степенью активности, направленностью тектонических процессов и временем заложения. В качестве областей здесь рассматриваются части континентальной окраины, тяготеющие к крупным горным сооружениям, а также глубоководные котловины. Это области: Хоккайдо-Восточно-Сахалинская, Северное Прихожье, Западно-Камчатская, Центрально-Охотская и Курильская континентальные окраины, а также Западно-, Срединно- и Восточно-Курильская области Курильской котловины. В дальнейшем рельеф дна будет рассматриваться в соответствии с этим делением по менее крупным подразделениям — районам.

Хоккайдо-Восточно-Сахалинская подводная окраина включает восточную окраину Хоккайдо-Сахалинского поднятия, вытянутого в субмеридиональном направлении (рис. 1.6).

На его области у зал. Абасири шельф довольно узок (8 км) и имеет слабовыраженную макроступенчатость. Основную роль в ее облике играет глубоководная ступень, значительную часть которой занимает впадина Абасири на глубине 1200—1800 м [69]. На юго-востоке от п-ова Сиретоко эта ступень отделена глубокой долиной с плоским дном и многочисленными притоками, а на северо-западе ограничена подножием склонов соседнего Северо-Хоккайдского краевого плато.

Предконтинент между островами Хоккайдо и Сахалин относится к типу континентального трапа. Верхний шельф здесь широк (до 125 км) и делится на прибрежную, ступенчатую у берегов о. Сахалин, зону слабонаклонных равнин и внешнюю зону плоских субгоризонтальных равнин. Пологий (до 1°) откос отделяет его от площадки Северо-Хоккайдского краевого плато, которую занимает нижний шельф. Вдоль внешнего края этой площадки располагаются небольшие, сглаженные абразией, возвышенности. Наиболее крупная из них — возвышенность Китами-Ямато.

Предконтинент у Тонино-Анивского полуострова соответствует типу континентального уступа. Здесь он, и континентальный шельф в частности,

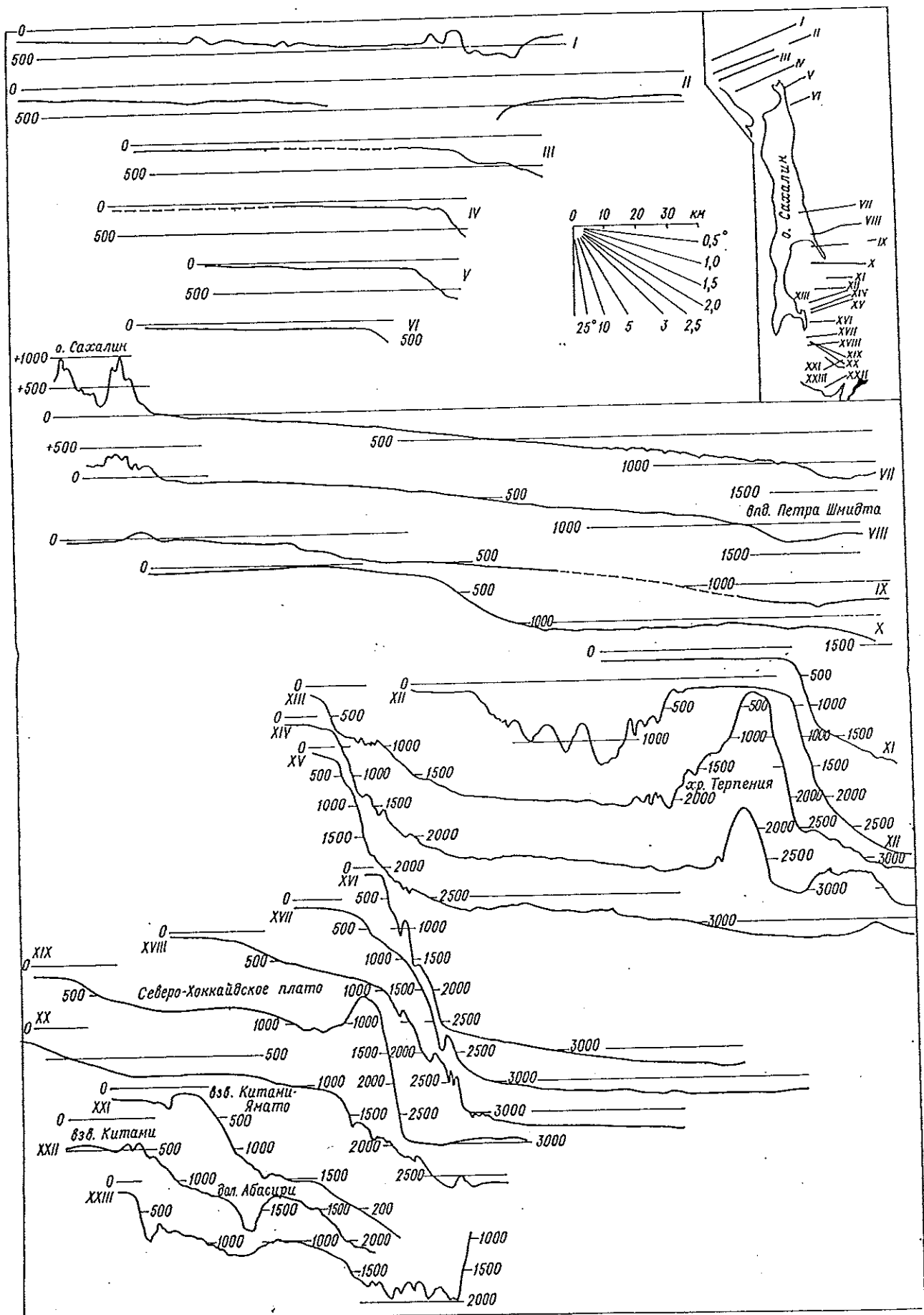


Рис. 1.6. Батиметрические профили Хоккайдо-Восточно-Сахалинской подводной окраины.  
 Искажение масштабов 1:18,5; вертикальный масштаб в метрах, горизонтальный — в километрах.  
 На врезках — положение профилей и истинные углы наклона.

сужается до 20 км и менее. Представлен лишь верхний, преимущественно абразионный, шельф. Бровка его резка и располагается на глубине 160 м и менее. Она изрезана верховьями многочисленных подводных долин.

У зал. Терпения предконтинент отнесен к типу континентальной террасы. Здесь он резко расширяется за счет верхнего шельфа, который достигает ширины 175 км. Внешний край шельфа располагается на глубине около 160 м. Прибрежная его зона у п-ова Терпения террасирована; внешняя зона — волниста и субгоризонтальна. Ее облик определяет срединная субмеридиональная возвышенность, которая на севере также террасирована [56]. Континентальный склон в этом районе повторяет очертания береговой линии и образует крупные впадины и выступ. Континентальный склон во впадине Терпения крут (до  $10^\circ$ ) и расчленен глубокими долинами. Это обусловлено наклоном днища впадины, которое представляет собой подножие континентального склона со следами аккумуляции многочисленных оползней. В качестве юго-восточного отрога хребта Терпения выступает возвышенность Пегаса [45] — поднятие фундамента, перекрытое осадочным чехлом.

К востоку от среднего Сахалина в пределах единой континентальной окраины располагается лишь ее часть, отделенная от Центрально-Охотского краевого плато узкой впадиной Петра Шмидта. Тем не менее здесь присутствуют все необходимые элементы для отнесения ее к континентальному трапу. Верхний шельф в этом районе довольно узок и его внешний край лишь у п-ова Терпения выделяется отчетливо, подчеркиваясь крутым, но невысоким тектоническим уступом. Основное пространство занимает пологий (менее  $1^\circ$ ) аккумулятивный откос с обширной, но невысокой (первые десятки метров) возвышенностью Полевого [56]. Вершина возвышенности абрадирована и перекрыта маломощным слоем отложений. В пределах откоса выделяются два участка мелкогрядового рельефа, вытянутые вдоль береговой линии на глубине 200 м (северный) и 700 м (южный). Ниже отметок 800—1150 м за тыловым швом располагаются площадки краевых плато.

У берегов северного Сахалина предконтинент представлен верхним шельфом и относительно крутым ( $4^\circ$ ) откосом, который на глубине около 1600 м заметно выполаживается и постепенно переходит в днище впадины Дерюгина. В целом шельф повторяет очертания о. Сахалин. Ширина его на субмеридиональном отрезке составляет 70 км, а на субширотном — резко увеличивается.

В районе Сахалинского залива отмечается террасированность морского дна. Ниже верхнего шельфа весьма пологий откос опускается до глубины 200—400 м, к оси желоба Ионы. В его пределах также выделяются небольшие участки мелкобугристого рельефа.

Северное Приохотье занимает весь северный верхний шельф и обширный сложно устроенный откос, отделяющий его от Центрально-Охотского краевого плато. Сюда включена также впадина ТИНРО.

Широкий верхний шельф на западе области в целом повторяет очертания береговой линии. Исключения составляют участки в районе острова и банки Ионы, которые вдаются далеко на юг и отме-

чают вершину крупной субмеридиональной возвышенности. Возвышенность Ионы расчленена глубокими тектоническими рвами северо-восточной ориентировки. Выделенные ранее многочисленные долины [41, 52] по результатам более поздних работ [45] в основном не подтвердились, за исключением тех, что тяготеют к самим Шантарским островам [10, 53].

На участке г. Охотск — п-ов Лисянского континентальная окраина представлена верхним шельфом и откосом нижнего шельфа. Верхний шельф широкой полосой (180—200 км) тянется вдоль береговой линии. Он ограничен перегибом поверхности дна, положение которого не везде удастся определить однозначно. Скорее всего ему соответствует перегиб дна на глубине 160—175 м [63].

Откос нижнего шельфа представлен плоскими, слабовыпуклыми и слабоогнутыми аккумулятивными равнинами, складки которых образуют крупную Северо-Охотскую возвышенность, вытянутую в юго-восточном направлении на 650 км. Наклон этих равнин колеблется около  $1^\circ$ .

На участке п-ов Лисянский — г. Магадан складки откоса нижнего шельфа образуют впадину, сопряженную с Северо-Охотской возвышенностью. Северо-Охотская впадина на крайнем юго-востоке переходит во впадину ТИНРО, днище которой слабо наклонено в сторону п-ова Камчатка и располагается на глубине менее 1 км. Оно имеет характерный западно-грядовый рельеф.

На Пьягинско-Шелиховском участке предконтинента наблюдается сужение шельфа (до 50 км). Лишь в самом зал. Шелихова ширина его остается значительной (100—170 км). Склон к впадине ТИНРО в этом районе становится гораздо круче ( $0,2$ — $0,3^\circ$ ) и более расчлененным глубокими долинами северо-восточной ориентировки. В самом же заливе долины вытянуты в субмеридиональном направлении.

Западно-Камчатская подводная окраина включает охотоморскую окраину подводного основания п-ова Камчатка, включая Гижигинскую губу на севере, до сочленения его с Большой Курильской грядой на юге. Внешняя граница области проводится по оси впадины Шелихова, подошве склона во впадину ТИНРО и тыловому шву площадки Центрально-Охотского краевого плато.

Гижигинская губа на севере области мелководна. Максимальные отметки глубины образуют единую линию с желобом Шелихова на ее отрезке, ориентированном в северо-восточном направлении. В Пенжинской губе они соответствуют оси хорошо выраженной подводной долины и на ее переуглубленных отрезках в верховьях достигают значений 50 м с глубиной вреза 20 м.

Структурно-обусловленная впадина Шелихова имеет глубину 300 м, ширину около 30 км, крутизну склонов —  $0,5$ — $1^\circ$ . Шельф здесь осложнен небольшими грядами, уступами.

У впадины ТИНРО предконтинент имеет одинаковую ширину на всем своем протяжении. Ширина шельфа здесь составляет 75 км. Ограничивающая его бровка сильно расчленена верховьями глубоких (100 км и более) подводных долин (рис. 1.7). Глубина ее залегания 500—600 км.

Южнее впадины ТИНРО ширина области значительно увеличивается до 350 км без заметных изменений размеров шельфа (Большерецкий выступ).

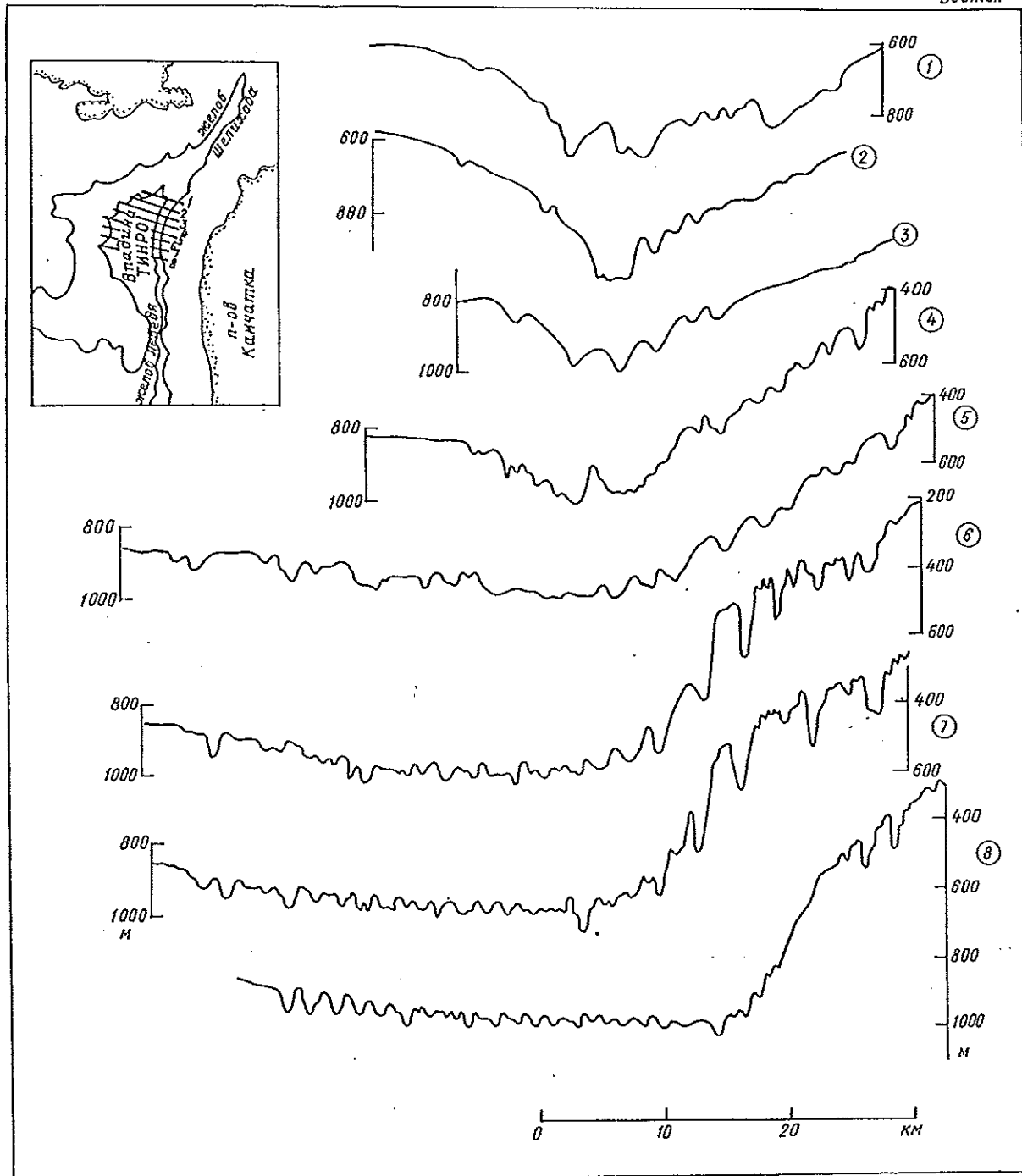


Рис. 1.7. Батиметрические профили впадины ТИПРО, по [36].  
Искажение масштабов примерно 1:30.  
На врезке — положение профилей.

Откос нижнего шельфа, наклон которого составляет менее  $0,5^\circ$ , представлен слабоволнистыми абразионно-аккумулятивными равнинами, монотонную поверхность которых осложняет лишь крупный выступ фундамента — возвышенность Лебеда.

Центрально-Охотское краевое плато представляет лишь центральную часть единого ступенчатого предконтинента, занимающего пространство между о. Сахалин, северным побережьем Охотского моря и п-овом Камчатка. Его размеры значительны и поэтому оно выделено в самостоятельную область. Со стороны суши плато ограничено линейными впади-

нами Петра Шмидта на западе, Макарова на юго-востоке, а также основанием склона северного Сахалина, Северо-Охотской возвышенности и западной Камчатки. Площадка плато неровна. В ее пределах выделяются впадина Дерюгина, возвышенности Института океанологии и Академии наук СССР, а также разделяющая эти возвышенности низменность. Возвышенные участки краевого плато занимает нижний шельф.

Впадина Дерюгина имеет аккумулятивное днище на глубине не более 1700 м. Крайне редко над этой равниной поднимаются одиночные невысо-

кие возвышенности — выступы фундамента, погребенные иногда маломощным осадочным чехлом.

Район возвышенности Института океанологии включает в себя слабовыпуклый нижний шельф и пологий откос к впадине Дерюгина. Сама возвышенность имеет округлые очертания и слегка вытянута в северо-западном направлении. Она оконтуривается изобатой 1000 м. Абсолютная глубина моря над ее сглаженной абразией вершиной составляет 860 м [64], превышение же над уровнем окружающих равнин — всего 200—300 м. Откос к впадине Дерюгина имеет в плане извилистое очертание. В его пределах встречаются крупные блоки того же морфоструктурного плана, что и у возвышенности Института океанологии.

Низменная равнина, разделяющая возвышенность Института океанологии и Академии наук СССР, залегает на глубине 1300—1400 м. Ее поверхность слабоволнистая и, возможно, аккумулятивна, но на юге встречаются крутосклонные, по видимому, вулканические постройки. На юге она расчленена слабвыраженными подводными долинами и осложнена тектоническими уступами.

Район возвышенности Академии наук СССР на севере ограничивает уступ высотой около 100 м и субгоризонтальная абразийная ступень на глубине примерно 1150 м (рис. 1.8), вдоль внешнего края которой располагаются отдельные крутосклонные постройки, возможно выступы фундамента или

вулканы. Сама возвышенность Академии наук СССР вытянута в субширотном направлении и так же, как возвышенность Института океанологии, имеет сглаженную абразией слабовыпуклую вершину [58]. Абсолютная глубина моря над ней составляет 894 м [63], а превышение над уровнем соседней низменной равнины на севере — не больше 380 м. Восточный фланг возвышенности, лишенный осадочного чехла, раздроблен на блоки северо-западной ориентировки (см. рис. 1.8). Трещины между блоками использованы подводными долинами. Южнее возвышенности Академии наук СССР располагается цепочка более мелких абрадируемых поднятий, которые отмечают границу нижнего шельфа. Еще южнее площадка Центрально-Охотского краевого плато приобретает слабвыраженный наклон к соседней Курильской котловине.

Континентальный склон представлен пологим (около 5°) уступом, который на востоке расчленен подводными долинами и многочисленными оползнями. Высота уступа составляет примерно 1 км. В плане континентальный склон имеет пилообразное очертание из-за выступов фундамента в виде небольших хребтов северо-восточной ориентировки, осложняющих его.

Большая Курильская гряда представляет собой внутреннюю цепь поднятий единого Курильского хребта. Она глубокими поперечными впадинами Буссоль и Крузенштерна делится на три блока:

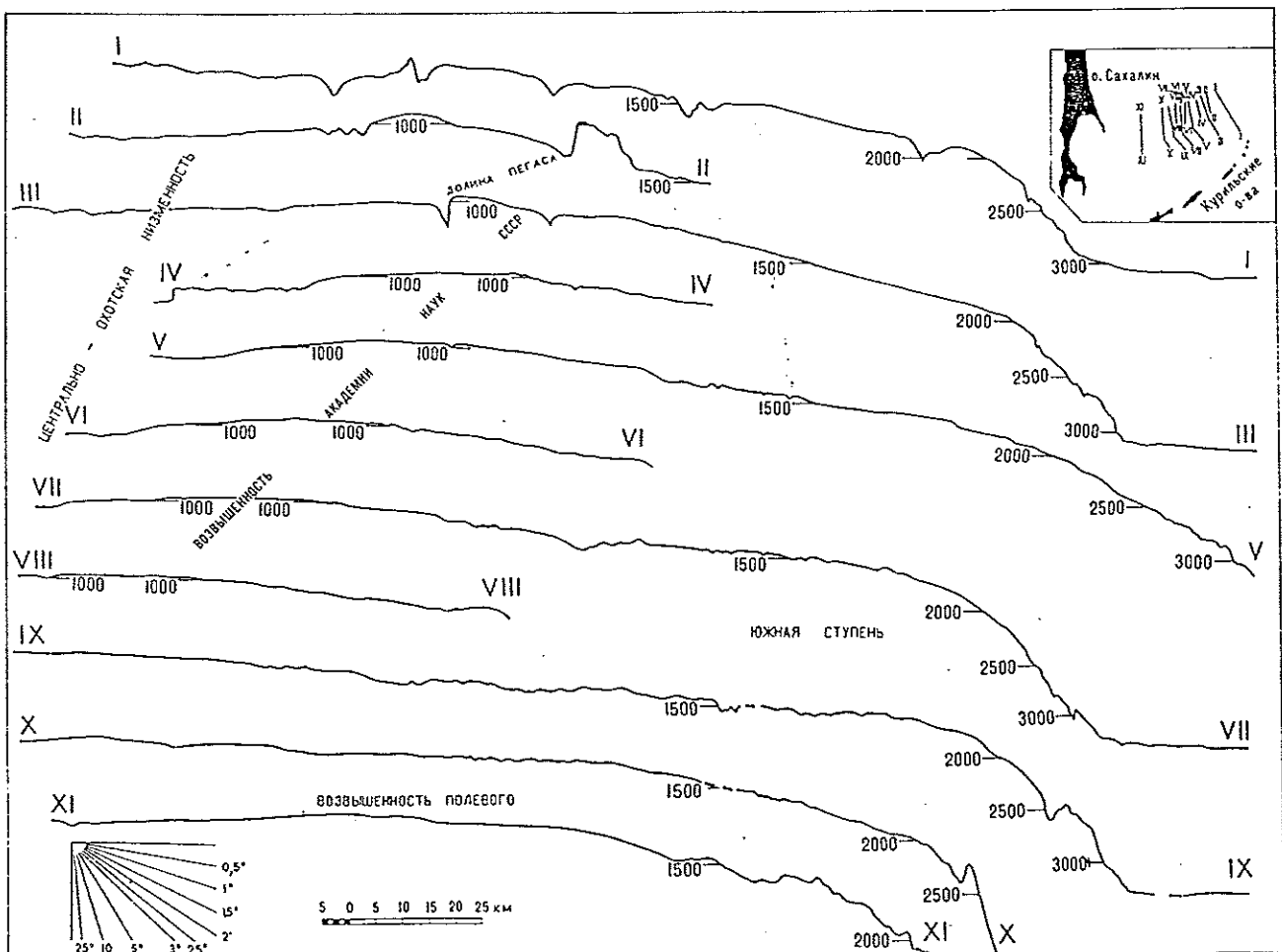
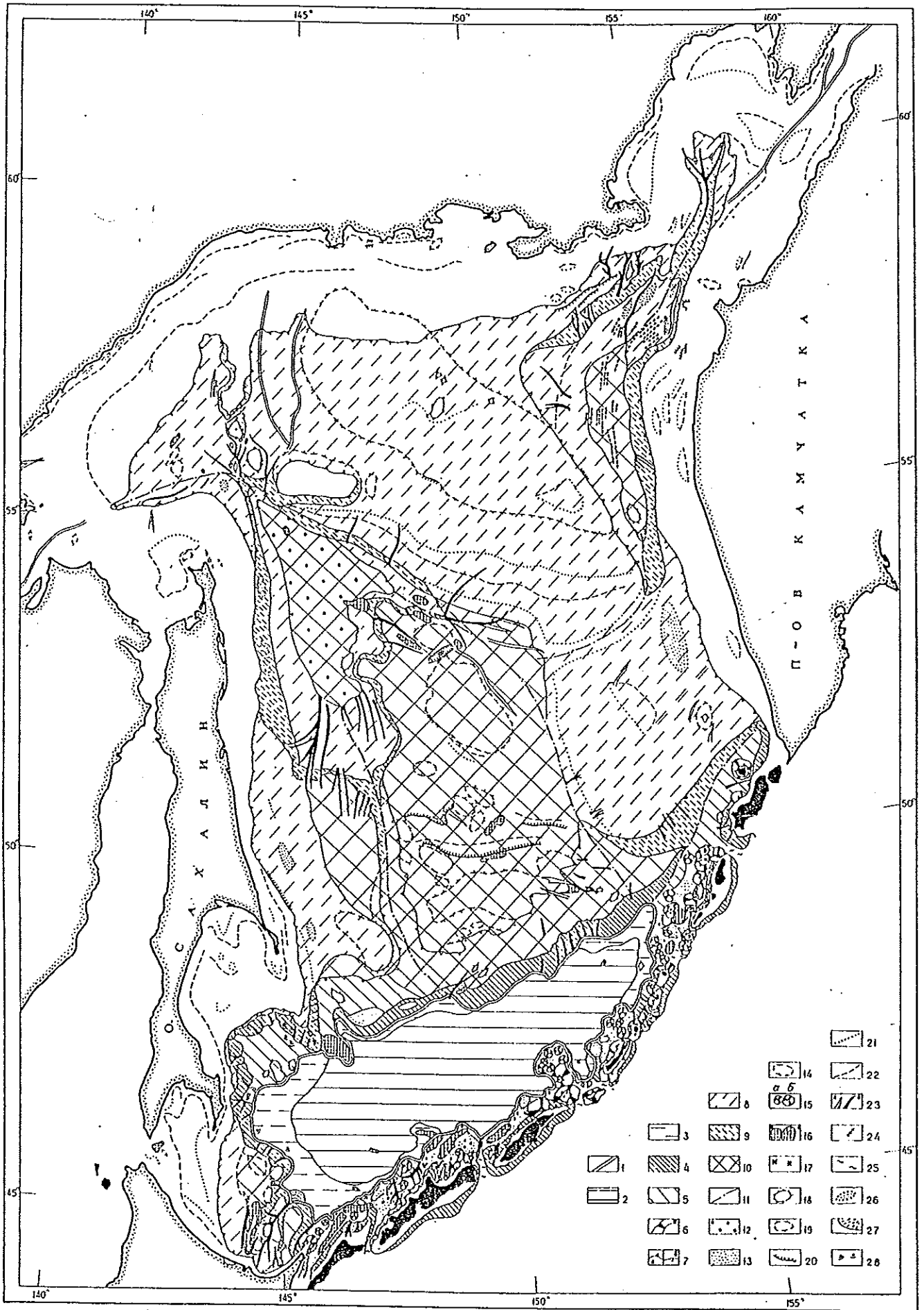


Рис. 1.8. Батиметрические профили возвышенности Академии наук СССР.

На врезках — положение профилей и истинные углы наклона.

77064



южный, средний и северный. Здесь рассматриваются лишь их охотоморские окраины, имеющие сложный рельеф.

Южный блок разбит на части поперечными впадинами проливов, возможно грабенами, со следами эрозии днищ, придонными течениями [51]. Отдельные блоки возвышаются над уровнем моря в виде п-ова Сиретоко и наиболее крупных островов Большой Курильской гряды — Южные Курилы. Его подводная окраина представляет собой континентальный бордерленд с верхним абразионным шельфом, выработанным в складчатом и вулканогенном основании [51], и сложно устроенным склоном. Шельф узкой полосой (7—10 км) огибают острова. Среди горных сооружений на склоне южного блока выделяются конические вулканические и массивные складчато-блоковые постройки, образующие цепи северо-восточной ориентировки, т. е. под углом к осям островов.

В среднем блоке острова гораздо мельче, чем в южном, и шельф такой полосы не образует [50]. Склон среднего блока Большой Курильской гряды вулканогенный и гораздо проще, чем на юге. Крутизна его составляет примерно 20°. У основания склона располагается глубоководная ступень, ограниченная тектоническим уступом. Эта часть подводной окраины сходна с континентальным уступом.

В северном блоке Большая Курильская гряда раздваивается. Здесь со стороны Охотского моря выделяется еще одна цепь горных сооружений, наиболее крупные из которых поднимаются над уровнем моря (острова Экарма и Макаруши). Вершины остальных построек абрадируются до уровня верхнего, а у некоторых — до нижнего шельфа. Впадина, отделяющая эту цепь от основного блока о. Онекотан, неглубока и заполнена осадками.

Курильская котловина занимает обширное пространство между Центрально-Охотским краевым плато и Большой Курильской грядой. Дно ее предельно выравнено в результате пелагической аккумуляции и располагается в среднем на глубине 3300 м. Выступающими отрогами Большой Курильской гряды на юге и континентального склона на севере котловина делится на три части: западную, среднюю и восточную. Западная и средняя части примыкают к южному блоку, а восточная — к среднему блоку Большой Курильской гряды.

На западе Курильской котловины у Хоккайдо-Восточно-Сахалинского предконтинента выделяется широкое континентальное подножие — зона аккумуляции турбидитов. Это полого-наклонные

(первые десятки минут), плоские или слегка волнистые равнины, к востоку постепенно переходящие в плоские горизонтальные равнины. Из наиболее заметных неровностей, осложняющих монотонный рельеф, в этом районе следует отметить возвышенность Лоскутова и хребет Гидрографов [54, 61]. Эти выступы ориентированы под углом к Большой Курильской гряде.

Средняя часть Курильской котловины самая глубокая. Именно здесь зафиксирована максимальная глубина моря.

На востоке Курильской котловины наблюдается ее сужение и постепенный переход в узкую депрессию Атласова, тянущуюся вплоть до п-ова Камчатка. В месте замыкания котловины отмечается разрастание подножия континентального склона. Из других примечательных объектов можно отметить возвышенность Морского Геофизика, слегка вытянутую в северо-восточном направлении.

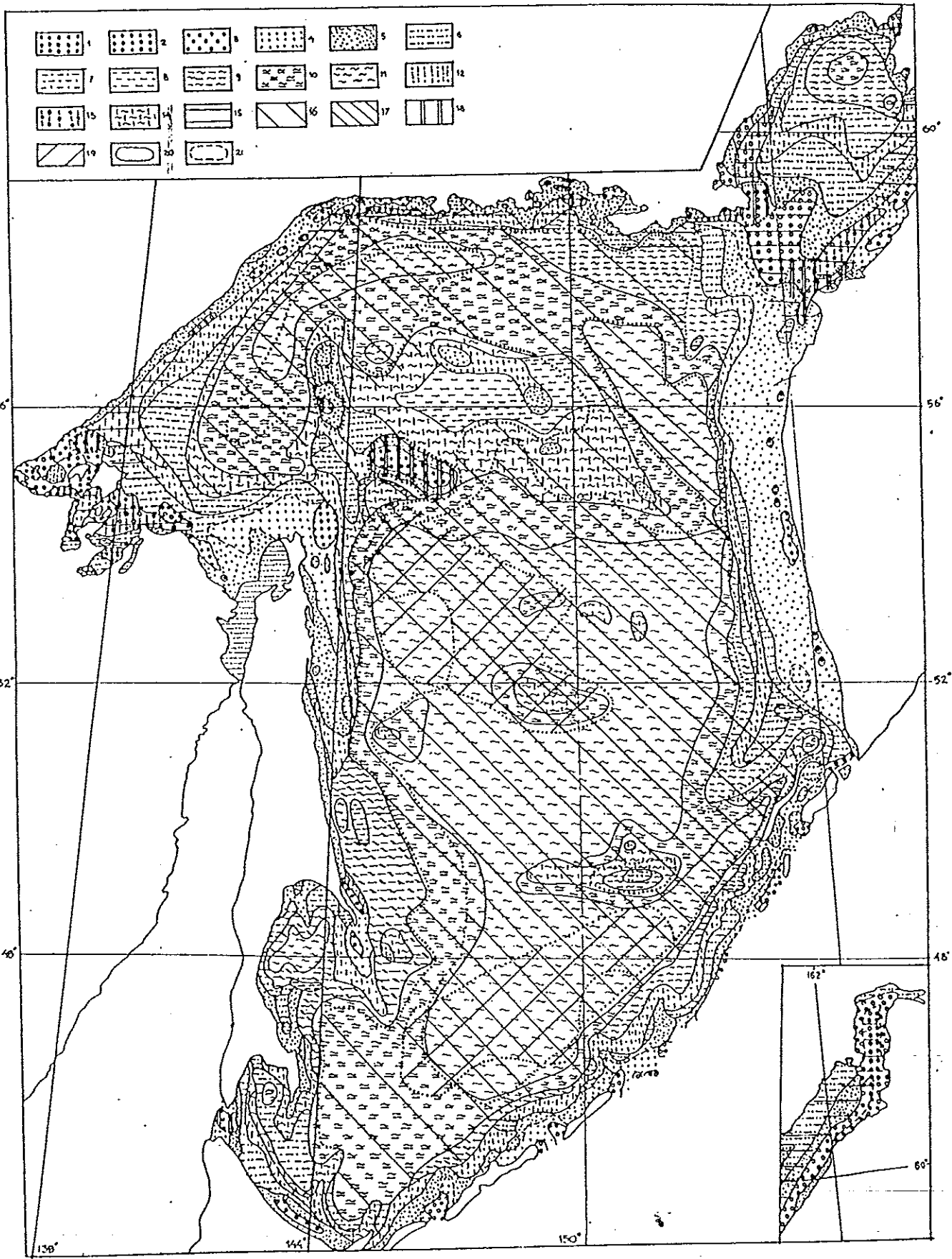
Основные элементы рельефа и их генетическая интерпретация показаны на рис. 1.9.

### 1.5. Современное и позднечетвертичное накопление отложений и литодинамика

Распределение гранулометрических типов донных отложений в Охотском море в общих чертах зависит от глубины и морфологии дна. На шельфе это проявляется в пределах отдельных седиментационных бассейнов, представляющих собой впадины во внешней зоне верхнего шельфа и закрытые или полузакрытые заливы и бухты. Здесь от центра бассейнов к периферии прослеживается смена литологических типов отложений от тонкозернистых к более грубым. Седиментационные зоны на шельфе разделены аседиментационными участками, в которых на поверхности дна обнажаются отложения различного возраста и гранулометрического состава, в той или иной степени переработанные в современных условиях. Это создает сложную картину распределения поверхностных отложений, лишь в общих чертах отраженную на рис. 1.10. Картина еще более осложняется наличием на верхнем шельфе маломощных покровов подвижных наносов, постоянно или эпизодически перемещающихся по поверхности более грубых реликтовых отложений. Вся глубоководная часть моря и внешняя часть северного шельфа покрыта тонкозернистыми отложениями, значительную часть которых составляют кремнистые остатки диатомовых водорослей.

Рис. 1.9. Геоморфологическая карта Охотского моря.

Краевая (задуговая) котловина: 1 — граница с континентальной окраиной, 2 — горизонтальные равнины предельного гемипелагического выравнивания, 3 — субгоризонтальные равнины нижнего континентального подножия, сформированные аккумуляцией дистальных турбидитов; подводная континентальная окраина (предконтинент): континентальный склон: 4 — пологие (до 5°) аккумулятивные склоны, 5 — склоны средней (до 10°) крутизны (денудационные, оползневые, эродированные), 6 — крутые (более 10°) вулканотектонические склоны; шельф: 7 — внешний край (а — верхнего аккумулятивно-абразионного шельфа (до 160 м), б — нижнего (до 1600 м) абразионно-аккумулятивного шельфа); краевое плато: 8 — пологие (до 1°) аккумулятивные откосы, 9 — крутые (до 2°) денудационные откосы, 10 — ступени, впадины, 11 — ось периконтинентальных желобов, 12 — аккумулятивные днища крупных котловин, 13 — седиментационные ступени и небольшие котловинки, частично заполненные осадками, 14 — впадины, выработанные или переработанные в процессе волновой деятельности; горы и возвышенности: 15 — крупные вулканические постройки (а — конические, б — с плоской абрадированной вершиной типа гайотов), 16 — выступы фундамента и складчатые хребты (а — с острыми вершинами и гребнями, б — с усеченными абразионными вершинами), 17 — мелкие выступы фундамента и вулканические постройки, 18 — погребенные выступы фундамента, 19 — выступы фундамента, синвелпированные абразией; прочие обозначения: 20 — тектонические уступы, 21 — перегибы поверхности дна над погребенными выступами фундамента, 22 — тыловые швы, 23 — подводные долины (а — слабо выраженные на шельфе, б — глубоко врезаемые), 24 — узкие промыслы (возможно, зоны распространения „покмаков“), 25 — зоны размыва придонными течениями, 26 — зоны мелкоягодного рельефа („береговые валы“), 27 — отдельные конусы выноса крупных долин, 28 — отдельные оползни.



Вертикальная последовательность смены литологических характеристик, генетических типов и фаций отложений в пределах верхней части осадочного чехла аналогична выявленной на всех материковых окраинах [66]. В Охотском море она выражена в последовательном наложении полифациальных аккумулятивных тел, образовавшихся в различные этапы трансгрессии, происходившей в период с 15 до 6 тыс. лет т. н. Особенностью этой толщи является наличие в ее основании на аккумулятивных участках материкового побережья пляжевых галечников мощностью до нескольких метров, которые хорошо фиксируют прибрежно-морские фации.

Образования, подстилающие морские отложения последней трансгрессии, представлены дельтовыми, лагунными или аллювиальными отложениями с возрастом 10—25 тыс. лет, а на асидиментационных участках — скальными породами [9, 26, 46, 66]. Отложения последней регрессивной стадии, фиксирующие положение береговой линии, вскрыты на северном шельфе Охотского моря до глубин 60—80 м, а на шельфе о. Сахалин — до 100—110 м.

В глубоководной части моря расчленение отложений с возрастом до 100 тыс. лет основано неравномерным распределением биогенных компонентов в отложениях. Аморфный кремнезем почти повсеместно обогащает верхнюю часть разреза с нижней границей в различных районах и возрастом от 6 до 14 тыс. лет и отложения относительно теплой фазы позднего плейстоцена с возрастом 40—45 тыс. лет. В центральной части моря выявлено обогащение карбонатом кальция отложений, подстилающих кремнистый горизонт [20, 23] и имеющих возраст около 10 тыс. лет.

Скорости накопления отложений в голоцене показаны на рис. 1.11. В аккумулятивных обстановках установленные скорости накопления превышают 200 мм/тыс. лет, в транзитных — находятся в пределах от 30—50 до 100—200 мм/тыс. лет. В эрозионных обстановках голоценовые отложения отсутствуют или имеют сокращенную мощность и дают средние скорости накопления менее 20—30 мм/тыс. лет.

Выделяется несколько седиментационных бассейнов с аномально высокими скоростями накопления отложений. Эти бассейны располагаются на шельфе или материковом склоне и его подножии. Находящиеся на периферии глубоководной части моря (тела бокового наращивания), эти бассейны расположены на материковом склоне в районах интенсивного поступления с шельфа терригенного материала.

Источниками вещества для формирования донных отложений Охотского моря являются твердая среда речного стока (41 млн т/год), размыв берегов

(14,4 млн т/год) и биогенный материал, образующийся в водной толще и на дне. Материал аллювиального стока, из которого 26,3 млн т/год составляют выносы р. Амура, охлаждается на шельфе на незначительном удалении от устья (влекомые наносы) или вовлекаются в перенос вместе с водными массами (взвешенные переносы). Последние, составляющие основную массу аллювиального и абразионного сноса, распределяются на акватории под действием кругооходного циклонического течения. В результате действия этого течения они, например, выносятся от устья Амура через Сахалинский залив, вокруг п-ова Шмидта в Восточно-Сахалинский и Дерюгинский седиментационные бассейны. Некоторое увеличение скоростей накопления отложений наблюдается на акваториях у южного Сахалина и о. Хоккайдо, которые характеризуются повышенным терригенным стоком.

Обращает внимание приуроченность шельфовых седиментационных бассейнов (Северный, Гижигинский, Терпения, Анива) к циклоническим вихрям (халистазам), образуемым отдельными ветвями кругооходного течения в заливах и над крупными понижениями рельефа.

## 1.6. Происхождение Охотского моря

Вопрос о происхождении Охотского моря обычно сводится к вопросу о происхождении его глубоководной котловины, не совпадающей с береговой линией. В отношении формирования глубоководной котловины до сих пор отсутствует единое мнение. Существует несколько гипотез, предложенных следующими авторами: М. С. Марковым [44], А. В. Журавлевым [27], Б. И. Васильевым [16] и др.

Что касается районов морского дна за пределами глубоководной котловины, то их формирование, вероятно, происходило в результате многофазной тектонической активизации, деформации осадочного чехла и возникновении интерференционной решетки разновозрастных и разноориентированных положительных и отрицательных морфоструктурных элементов. В процессе эволюции земной коры в регионе вершины положительных элементов, достигающие уровня моря, абрадируются и снижались, а впадины заполнялись терригенными отложениями, поступившими как с соседних хребтов, так и с материковой суши. Аккумуляция этих отложений в первую очередь происходила в замкнутых впадинах вблизи береговой линии. Это определило общее снижение поверхности континентальной окраины в сторону глубоководной котловины. Изменяющийся во времени уровень моря вызвал миграцию береговой линии, оставляя за собой комплекс надводных и подводных морских террас.

Рис. 1.10. Карта донных отложений Охотского моря.

Литологические (гранулометрические) типы отложений: 1—4 — отложения, содержащие более 70 % фракций диаметром более 0,1 мм [1 — гравийно-галечные отложения (крупные псефиты), 2 и 3 — соответственно гравийные (1—10 мм) и мелкогалечные отложения (мелкие псефиты), 4 — пески (псаммиты) крупно- и среднезернистые (с преобладающими фракциями 1,0—0,5 и 0,50—0,25 мм)], 5 — пески мелкозернистые (с преобладающей фракцией 0,10—0,25 мм), 6 — пески алевритовые, 7 — алевриты песчаные, 8 — алевриты (более 70 % составляют фракции 0,10—0,01 мм), 9 — алевриты пеллитовые, 10 — пеллиты алевритовые, 11 — пеллиты (более 70 % составляют фракции диаметром менее 0,01 мм), 12 — микиты алеврит-пеллитовые, 13 — микиты псефитовые, 14 — микиты алеврит-пеллитовые, 15 — маломощные (менее 10 см) горизонты гравийно-галечных отложений, залегающих на отложениях иного состава; вещественно-генетические типы отложений: 16 — слабокремнистые отложения (10—30 % SiO<sub>2</sub> аморфного), 17 — кремнистые отложения (более 30 % SiO<sub>2</sub> аморфного), 18 — слабикарбонатные отложения (10—30 % карбоната кальция), 19 — слабомарганцовистые отложения (более 0,2 % Mn), 20 — границы между литологическими типами отложений, 21 — границы между вещественно-генетическими типами отложений.

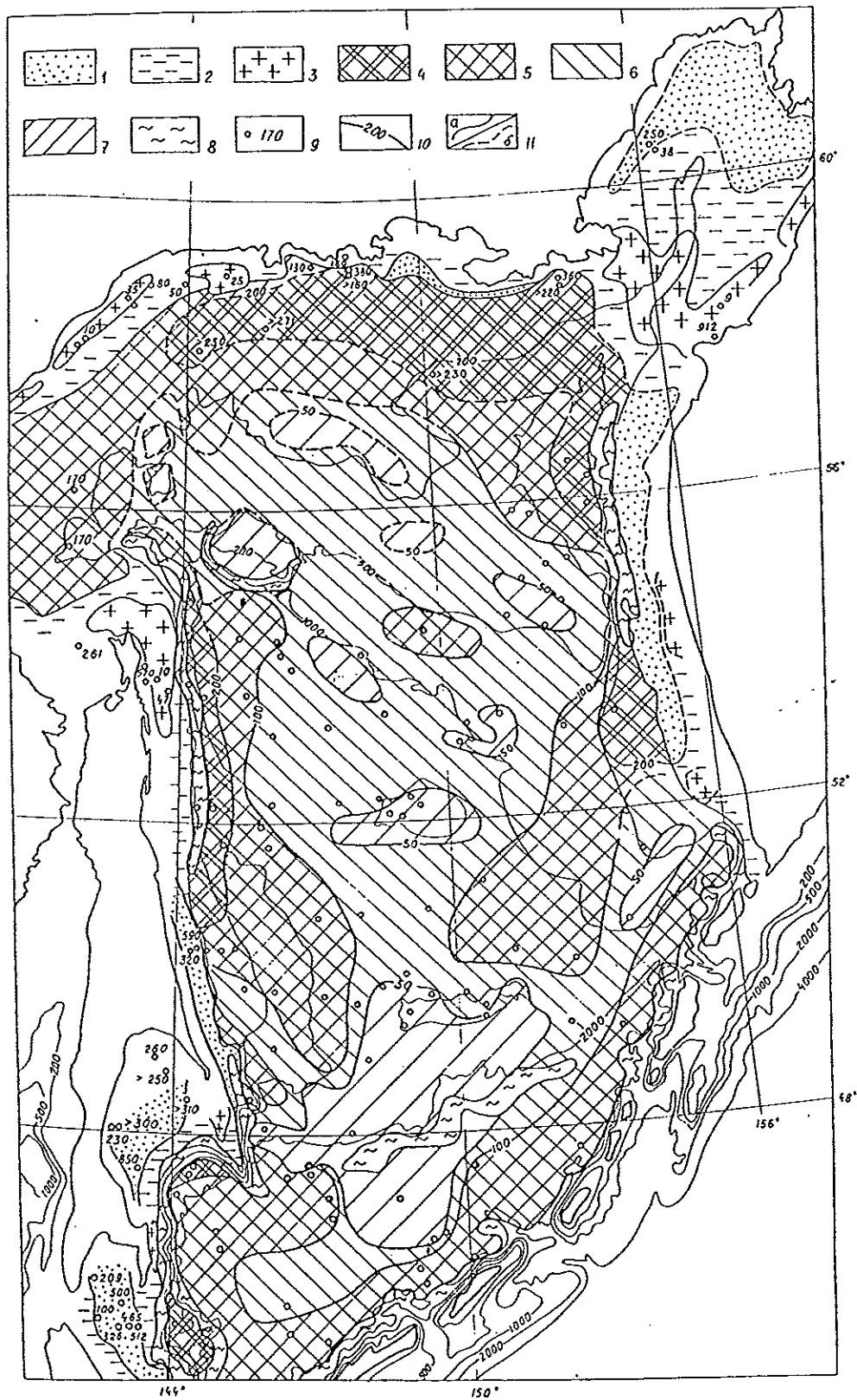


Рис. 1.11. Скорости накопления отложений в Охотском море в голоцене.  
 Литодинамические обстановки на внешнем шельфе: 1) аккумулятивные, 2) транзитные, 3) эрозионные;  
 скорости накопления отложений (мм/тыс. лет): 4) более 200, 5) 100—200, 6) 50—100, 7) менее 50;  
 8) районы склонов с аномальными скоростями седиментации; 9) станции и скорости накопления отложений (мм/тыс. лет) (для шельфа); 10) изобаты (м); 11) изолнии скоростей накопления отложений  
 (а — установленные, б — предполагаемые).

## 1.7. Гидрометеорологические условия

Основными центрами действия атмосферы, обуславливающими сезонные особенности структуры термобарического поля тропосферы над Охотским морем, являются перманентные (алеутская депрессия и северотихоокеанский антициклон) и сезонные центры (азиатский антициклон зимой и дальневосточная депрессия и охотоморский антициклон летом).

Холодный период на Охотском море длится от 120—130 сут на юге до 210—220 сут на севере. Охотское море лежит на пути активных циклонов, и зимние условия атмосферной циркуляции благоприятствуют частому установлению сильных и штормовых ветров с метелями и снегопадами, продолжающимися по несколько суток. В теплый период значительной повторяемостью отличается погода с типичными конденсационными формами устойчивой воздушной массы — слоистой облачностью, моросью и чрезвычайно густыми туманами.

В целом для Охотского моря средний годовой результирующий теплообмен на поверхности отрицателен. Компенсация потерь тепла морем происходит за счет адвекции вод в его южной части через прол. Ланеруза и тихоокеанских вод через Курильские проливы. Расчеты бюджета тепла поверхности показывают, что в среднем для всей акватории моря наблюдается одинаковая продолжительность как теплого (апрель—сентябрь), так и холодного (октябрь—март) периодов.

Среди морей нашей страны это четвертое море по бурности, что связано с интенсивной циклонической деятельностью с конца сентября по апрель. При прохождении глубоких циклонов штормовое волнение наиболее интенсивно развивается с октября по декабрь в северной части моря, а с января по апрель в южной. На всей глубоководной акватории высоты волн могут достигать 8—11 м, а продолжительность жестоких штормов — 2—3 сут. В августе—октябре при выходе тайфунов в юго-восточной и южной частях моря высоты волн могут превышать 8 м в течение 6—18 ч.

По суровости ледовых условий Охотское море приближается к арктическим морям. Средняя продолжительность ледового периода в северо-западной части моря составляет 260 сут, в северных районах и у восточного побережья о. Сахалин — 190—200 сут, а на юге моря уменьшается до 110—120 сут. В суровые зимы льдом покрывается до 99 %, а в мягкие зимы — около 65 % всей акватории моря.

Характерным для циркуляции, охватывающей всю толщу воды, является преобладание циклонической системы течений, обусловленной циклонической циркуляцией атмосферы над Охотским морем и прилегающей частью Тихого океана. Кроме обширной циклонической циркуляции в центральной части моря, наблюдаются три устойчивых антициклонических круговорота: к западу от южной оконечности п-ова Камчатка, над впадиной ТИПРО и в южном районе Глубоководной котловины.

На динамику вод Охотского моря существенное влияние оказывают приливные явления, сопровождающиеся сильными течениями. Приливы связаны со входом приливной волны из Тихого океана и

имеют смешанный характер с преобладанием суточной составляющей.

Основная масса вод Охотского моря имеет тихоокеанское происхождение. Эти воды поступают через многочисленные проливы между Курильскими островами. Поверхностные воды характеризуются температурой от  $-1,8$  до  $2,0$  °C зимой и от  $18$  °C летом. Соленость вод в открытой части моря составляет около 33—34 ‰. Летом воды прогреваются до глубин 30—75 м. Прогрев не распространяется на всю толщу воды, охлаждающейся в течение зимы, поэтому на подповерхностных горизонтах сохраняется промежуточный слой с отрицательной температурой (до  $-1,8$  °C). Ниже его найдены более теплые тихоокеанские воды с температурой  $2,0$ — $2,5$  °C. Придонные воды в районах максимальных глубин имеют температуру около  $1,8$  °C и соленость около 34 ‰.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов Т. А., Леонтьев О. К. Некоторые особенности развития природы материкового побережья Сахалинского моря в верхнем плиоцене—антропогене // Вестн. МГУ. Сер. География. — 1966. — № 5. — С. 88—96.
2. Аксенов А. А., Ионин А. С., Щербаков Ч. Особенности развития берегов и накопления толщ прибрежных отложений на севере Охотского моря в послеледниковое время // Тр. ИОАН. — 1965. — Т. 46. — С. 76—102.
3. Алексеев М. Д. О влиянии трещинной тектоники на процессы морской абразии на северо-западном побережье Охотского моря // Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Баровск, 1974. — С. 85—86.
4. Ананьев Г. С. Рельеф береговой зоны Северного Охотья. — М.: Наука, 1977. — С. 206—207.
5. Арчиков Е. И. Проблемы теоретической и прикладной геоморфологии берегов дальневосточных морей. — Владивосток: ДВГУ, 1986. — 124 с.
6. Арчиков Е. И. и др. Абразионный фактор поступления осадочного материала в Охотском море // Современное состояние и четвертичный морфолитоогенез Дальнего Востока. — Владивосток, 1982. — С. 165—177.
7. Арчиков Е. И., Ивашинников Ю. К. Особенности строения побережья и шельфа юго-западного Прихохлая в зависимости от морфоэволюционной основы // Геоморфология и география шельфа. Материалы 12-го Пленума Геоморфологической комиссии. — М., 1978. — С. 66—71.
8. Арчиков Е. И., Степанова Л. Е., Майоров В. И. Роль ледовых образований в развитии береговых геосистем Охотского моря. — Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1989. — 111 с.
9. Астахов А. С. Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. — 140 с.
10. Астахов А. С., Астахова Н. В., Чирва В. И. Основные этапы голоценовой истории Тугурского залива, его геология и геоморфология шельфа окраинных морей. — Владивосток, 1979. — С. 102—109.
11. Батиграфические кривые морей и океана // Геология Тихого океана. — М., 1974. — С. 21.
12. Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря // Тр. ИОАН. — 1960. — Т. 32. — С. 15—97.
13. Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков современных морских водоемов // Тр. ИОАН. — 1960. — Т. 32. — С. 3—15.
14. Берега Тихого океана / Под ред. В. П. Зенкова. — М.: Наука, 1967. — 373 с.
15. Большая Советская Энциклопедия. Т. 47. — М.: Изд-во БСЭ, 1957. — С. 515.
16. Васильев Б. И. Новые данные о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных бассейнов северо-западного сектора Тихого океана // Доклады АН СССР. — 1975. — Т. 225, № 4. — С. 899—901.
17. Владимиров А. Т. К геоморфологии и динамике западной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геогр. — 1965. — № 2. — С. 81—87.
18. Владимиров А. Т. Морфология и эволюция ледникового берега острова Сахалин // Тр. ИОАН. — 1961. — Т. 33. — С. 145—171.

19. Гальцев-Безюк С. Д. О подводных долинах северо-восточного побережья Сахалина // Изв. ВГО. — 1964. — Т. 96, вып. 1. — С. 49—54.
20. Горбаренко С. А., Ковалюх Н. Н., Скрипкин В. В. О возрасте образования осадков Охотского моря, обогащенных биогенным карбонатом кальция в позднечетвертичное время // Биоседиментация в морях и океанах. Тезисы докладов. — М., 1983. — С. 88—89.
21. Горшков Г. С. Действующие вулканы Курильской островной дуги // Молодой вулканизм СССР. — М., 1958. — С. 5—70.
22. Грабков В. К., Ищенко А. А. Морфогенетические типы рельефа Курильских островов // Рельеф и вулканизм Курильской островодужной системы. — Владивосток, 1982. — С. 13—24.
23. Грецкая Е. В. Причина неравномерного распределения органического вещества в осадках северной части Охотского моря // Геологические и геохимические исследования Охотоморского региона и его обрамления. — Владивосток, 1986. — С. 72—79.
24. Губкин Н. М. Основные факторы формирования берегов Шантарских островов // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. — М., 1971. — С. 36—39.
25. Дешифрирование многозональных аэрокосмических снимков. Методика и результаты. — М.: Наука, 1982. — 82 с.
26. Древние береговые линии послеледниковой трансгрессии на шельфе Японского и Охотского морей / Л. В. Хершберг, А. А. Рязанцев, Л. Г. Гуськов и др. // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. — М., 1982. — С. 196—207.
27. Журавлев А. В. Геологическое строение и развитие Южно-Охотской (Курильской гряды) глубоководной котловины // Рельеф и структура осадочного чехла экваториальной части Дальнего Востока. — Владивосток, 1981. — С. 23—32.
28. Зенкович В. П. Некоторые закономерности развития берега Западной Камчатки // Тр. Океанографической комиссии АН СССР. — 1956. — Т. 1.
29. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 712 с.
30. Зубов Н. Н. Основы учения о проливах Мирового океана. — М.: Географгиз, 1955. — 239 с.
31. Игнатов Е. И., Кивва К. В. Геоморфология побережья Южного Приохотья в связи с оценкой его россыпной металлоносности // Региональная геоморфология районов нового освоения. — М., 1979. — С. 57—64.
32. Канаев В. Ф. Геоморфологические наблюдения на Курильских островах // Геологические исследования в дальневосточных морях. — М., 1960. — С. 215—231.
33. Канаев В. Ф. Новейшие вертикальные движения на дне дальневосточных морей // Океанология. — 1963. — Т. 3, № 4. — С. 669—673.
34. Каплин П. А., Ионин А. С. Некоторые особенности рельефа побережья Курило-Камчатской зоны в связи с проблемой цунами // Бюл. по сейсмологии. — 1961. — № 9. — С. 74—88.
35. Корсунская Г. В. Курильская островная дуга (физико-географический очерк) — М.: Географгиз, 1958. — 223 с.
36. Кривулин К. П., Соловьева Т. Д. Морфология берегов острова Кунашир // Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. — М., 1975. — С. 129—135.
37. Кулаков А. П. Об основных чертах четвертичного рельефообразования островов Курильской гряды // Вопросы геоморфологии, морфотектоники южной части Дальнего Востока. — Владивосток, 1965. — С. 73—83.
38. Кулаков А. П. О развитии в четвертичный период береговых линий Охотского и Японского морей // Юг Дальнего Востока. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. — М., 1972. — С. 307—339.
39. Кулаков А. П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. — 190 с.
40. Леонтьев О. К., Лоргус В. А., Лукьянова С. А. Основные черты геоморфологии материкового побережья Сахалинского залива // Изв. АН СССР. Сер. геогр. — 1967. — № 3. — С. 79—86.
41. Линдберг Г. У. Крупные колебания уровня океана в четвертичный период. — Л.: Наука, 1972. — 548 с.
42. Лисицын А. П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала // Современные осадки морей и водоемов. — М., 1961. — С. 232—283.
43. Медведев В. С. Островные берега переходной зоны // Берега Тихого океана. — М., 1967. — С. 130—235.
44. Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона / М. С. Марков, В. Н. Аверьянова, И. П. Карташев и др. — М.: Наука, 1967. — 224 с.
45. Михайлов О. В., Сваричевский А. С. Морфоструктурное районирование подводного основания юго-востока Сахалина // Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока. — Владивосток, 1981. — С. 38—44.
46. Мурдмаа И. О. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов // Современные осадки морей и океанов. — М., 1961. — С. 405—418.
47. Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей СССР / А. С. Ионин, П. А. Каплин, О. Н. Леонтьев и др. — М.: Наука, 1971. — 184 с.
48. Охотоморская экспедиция научно-исследовательского судна „Морской геофизик“ (15—16 рейсы, 1980 г.) / А. А. Андреев, М. Л. Красный, Б. Г. Сапожников, И. И. Хведчук // Океанология. — 1981. — Т. 21, № 5. — С. 937—939.
49. Петелин В. П., Остроумов Э. А. Геохимия донных осадков Охотского моря // Современные осадки морей и океанов. — М., 1961. — С. 380—403.
50. Радкевич Е. А., Радкевич Р. О., Даценко К. В. Прибрежная зона юга Курильской островной дуги по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования // Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). — Владивосток, 1977. — С. 83—95.
51. Радкевич Р. О. Геоморфологический очерк шельфа западной части Охотского моря // Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). — Владивосток, 1977. — С. 116—121.
52. Радкевич Р. О. Результаты сейсмоакустического исследования шельфа западной части Охотского моря // Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). — Владивосток, 1977. — С. 122—132.
53. Савостин Л. А., Баранов В. В., Затонский Л. К. О возможной природе подводных гор Курильской глубоководной впадины Охотского моря // Докл. АН СССР. — 1978. — Т. 242, № 3. — С. 676—679.
54. Саидова Х. М. Закономерности распределения фораминифер в донных отложениях Охотского моря // Тр. ИОАН. — 1960. — Т. 32. — С. 96—157.
55. Сваричевский А. С. О морфоструктуре шельфа юго-восточного Сахалина // Изв. ВГО. — 1976. — Т. 108, вып. 5. — С. 429—434.
56. Сваричевский А. С. Геоморфологические особенности дна Охотского моря у берегов Среднего Сахалина // Геология дна северо-запада Тихого океана. — Владивосток, 1980. — С. 18—28.
57. Сваричевский А. С. Рельеф возвышенности Академии наук СССР // Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока. — Владивосток, 1981. — С. 28—34.
58. Сваричевский А. С. Геоморфологическая карта 1:1 500 000 // Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островодужной системы. — Л., 1987. — С. 6—7.
59. Сычев П. М., Снеговой 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. 125—148.
60. Туезов И. К. Погребенные и подводные вулканы Курильской глубоководной котловины Охотского моря // Докл. АН СССР. — 1977. — Т. 232, № 1. — С. 198—200.
61. Удинцев Г. Б. Происхождение рельефа дна Охотского моря // Тр. ИОАН. — 1955. — Т. 13. — С. 5—15.
62. Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря // Геологические исследования в дальневосточных морях. — М., 1957. — С. 3—76.
63. Удинцев Г. Б. Геоморфология и динамика развития впадины Охотского моря // Строение дна Охотского моря. — М., 1981. — С. 145—167.
64. Фролов Ю. С. Новые фундаментальные данные по морфометрии Мирового океана // Вестн. МГУ. Сер. геол. геогр. — 1971. — № 6. — С. 85—90.
65. Щербakov Ф. А. Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене. — М.: Наука, 1983. — 212 с.
66. King L. C. The morphology of the Earth Scenery. — Edinburgh — London: Oliver and Boyd, 1962. — 726 p.
67. Submarine geology off northwest of Hokkaido district / M. Wagan, M. Sakurai, M. Uchida et al. // Rep. Hydrogr. Res. — 1974. — N 9. — P. 1—31.
68. Savostin L., Zonenshain L., Baranov V. Geology and plate tectonics of the sea of Okhotsk // Geodynamics of the Western Pacific — Indonesian region. — 1983. — P. 189—221.
69. Umbgrove J. H. F. The pulse of the Earth. — 1947. — P. 144—216.

## 2. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Одним из важнейших условий обеспечения безопасности работ, производимых в сложной гидрометеорологической обстановке Охотского моря, является знание и учет основных закономерностей климата и особенностей погоды районов плавания и промысла.

Настоящее исследование проводилось применительно к требованиям гидрометеорологического обеспечения мореплавания и рыболовства, глубоководных и шельфовых месторождений нефти и газа, транспортных операций на море, а также морских отраслей оборонного направления.

Климату Охотского моря свойственны многие особенности климата арктических морей, несмотря на расположение его в умеренных широтах северного полушария. Вместе с тем поля основных метеорологических величин здесь имеют свою специфику, связанную с взаимодействием сезонных и перманентных центров действия атмосферы. Их интенсивность и географическая локализация определяются во многом физическими свойствами Азиатского материка и Тихого океана, на границе которых располагается Охотское море.

С другой стороны, на воздушные массы над морем влияет его подстилающая поверхность, формирующая сезонные термодинамические особенности атмосферы и моря. В итоге многие черты климата не имеют аналогов на соответствующих широтах суши и океана.

Большую повторяемость здесь имеют опасные и стихийные погодные явления — штормовые ветры и волнение, интенсивные снегопады и метели, ухудшение видимости, а также неблагоприятные сочетания всех этих характеристик, приводящие к установлению климатически стрессовых ситуаций. Опасные и стихийные явления на Охотском море в осенне-зимний период связаны в основном с циклонической и тайфунной деятельностью. В теплый сезон, особенно в первую его половину, наибольшую опасность представляют туманы, интенсивность и продолжительность которых определяются адвекцией относительно теплого и влажного воздуха с Тихого океана на сравнительно холодную подстилающую поверхность Охотского моря по периферии гребня северотихоокеанского антициклона.

В настоящее время открыты значительные глубоководные и шельфовые месторождения нефти и газа на Охотском море, освоение которых требует учета воздействия всего комплекса гидрометеорологических условий на буровые и добывающие платформы.

Специфическую опасность для проведения морских операций представляет обледенение, вероятность и интенсивность которого увеличивают сильные и штормовые ветры, высокие волны и гребни, способствующие образованию морских брызг и заливанью судна забортной водой.

Кроме того, такие явления погоды, как дождь, морось, мокрый снег, туман, приводят к образованию особо прочного пресного льда. Вероятность обледенения увеличивается, если в район угрозы судно смещается с акватории с низкими отрица-

тельными температурами воздуха. В этом случае суда обледеневают практически при любом состоянии моря, которое в холодный период никогда не бывает спокойным.

Туманы затрудняют переход судов к удаленным промысловым банкам и ведение промысла, особенно если в период массового лова рыбы на сравнительно небольшой площади акватории создается скопление промысловых судов.

Сильные ветры и волнение с бортовой и килевой качкой, приводящие к потере скорости судна, ограничению комфортности условий обитания моряков и рыбаков, создают определенную угрозу безопасности судна и затрудняют проведение производственных мероприятий.

Сведения о температуре воздуха и морской поверхности имеют важное значение при решении задач, связанных с использованием, например, подводных лодок и деятельностью противолодочных сил. Кроме этого, такие сведения являются исходными при прогнозировании миграции рыб, их поведения и местонахождения.

Практической основой изучения климатических особенностей Охотского моря с целью применения их в практике гидрометеорологического обеспечения морских отраслей народного хозяйства является база эмпирических данных.

К сожалению, Охотское море относится к одному из наиболее слабо освещенных в гидрометеорологическом отношении. В значительной степени это объясняется большой повторяемостью неблагоприятных погодных условий, затрудняющих пребывание судов в море с прекращением любых производственных операций, кроме связанных со спасением людей и техники.

Некоторую роль сыграла известная удаленность Охотского моря, расположенного на восточной окраине нашей страны. И в этой связи можно отметить недостаточное количество работ, обобщающих данные о статистической структуре метеорологических полей. Имеющиеся сведения о параметрах погоды и климата находятся в разрозненных источниках, многие из которых представляют библиографическую редкость и не используются ни в теоретических, ни в практических приложениях.

### 2.1. Характеристика используемых материалов и методики исследования

#### 2.1.1. Краткая историческая справка

Сведения о климате Охотского моря начали накапливаться параллельно с географическими исследованиями Сибири и Дальнего Востока. Первоначально они касались лишь побережий, поскольку первые землепроходцы, в основном русские казаки, не были профессиональными моряками, и знакомство их с суровым и неприветливым морем нередко бывало вынужденным. Многие поэтому предпочитали тяжелые переходы по суше морским плаваниям.

Весной 1639 г. отряд казаков во главе с И. Москвитиним направился из Якутска на юго-восток и, перевалив через хребет Джугджур, вышел на побережье Ламского, или Ламутского, моря (от тунгусского слова „лама” — море; другие название — Тунгусское — по имени народа, населявшего его берега) [18]. Здесь Москвитин построил зимовье, обследовал побережье от Тауйской губы до устья р. Уды и по морю спустился к устью р. Амура, сообщив первые сведения о климате северо-западного побережья моря, которое получило название Охотского.

Восточные и южные берега Охотского моря были исследованы русскими в конце XVII — начале XVIII в. (В. Атласов, Д. Анциферов, И. Козыревский и др.). В 1719 г. Н. Треска совершил первое плавание через Охотское море к Курильским островам, посетив о. Уруп.

В первой половине XVIII в. вопрос о налаживании регулярных связей с дальневосточными районами приобретает особую важность для Российского государства.

Исследования геодезистов И. Евреинова и Ф. Лушина (1720—1721 гг.) в Охотском море, Первая (по указу Петра I, 1724 г.) и Вторая (по указу императрицы Анны Иоанновны, 1732 г.) Камчатские экспедиции под руководством В. Беринга оставили немало документальных свидетельств — от описания открытых земель и составления и усовершенствования географических карт до описания биологических, этнографических и климатических особенностей „в необитаемой почти Земле” [19].

Сто лет спустя после первых упоминаний о климате Охотского моря на его побережьях начинаются инструментальные метеорологические наблюдения в Охотске и Большерецке (1736 г.) по инициативе участника Второй Камчатской экспедиции студента С. П. Крашенинникова, впоследствии выдающегося русского ученого, академика. С прекращением в 1743 г. работ экспедиции прекратились и метеорологические наблюдения, возобновленные в 1789 г. Собранные материалы позволили получить четкое представление о климате побережий Охотского моря. В открытой части моря сведения о погоде и климате долгое время носили случайный характер и поступали в основном от мореплавателей, совершавших океанографические и биологические исследования (Р. Литке, И. Г. Вознесенский, А. Ф. Миддендорф, Л. И. Шренк, С. О. Макаров и др.).

К концу XIX — началу XX в. появилась регулярно действующая метеорологическая сеть на побережье Охотского моря. Весьма существенные успехи были достигнуты в развитии научно-прикладных исследований климата дальневосточных районов благодаря работам А. И. Воейкова, А. В. Вознесенского, П. И. Колоскова и др.

Начиная с 30-х годов нашего века крупные экспедиции ТИНРО изучали основные закономерности биологии моря, промысловые скопления рыбы, другие аспекты гидрологического режима, гидробиологии и ихтиологии.

С возрастанием экономической роли Охотского моря повышаются требования к гидрометеорологическому обеспечению его промысловых районов, где круглый год рыбаки Камчатки, Приморья и Сахалина ведут лов сельди, трески, камбалы, кеты, горбуши, нерки, кижуга, чавычи и других видов морских рыб, а также кальмара и крабов. В последние годы важное значение приобретает также гид-

рометеобеспечение проектирования и строительства морских гидротехнических сооружений в районах глубоководных месторождений нефти в Охотском море.

Большой вклад в изучение климата Охотского моря внесли дальневосточные ученые. Благодаря наличию мощного научно-исследовательского флота ДВНИГМИ, ТИНРО, РАН, оснащенного современными гидрометеорологическими приборами, собран и обобщен значительный архив данных, существенно дополнивших наши знания о климате Мирового океана. В настоящее время имеется большое число исследований, опубликованных в различных источниках, посвященных отдельным элементам климата Охотского моря — температуре и влажности воздуха, направлению и скорости ветра, облачности, осадкам [6, 17, 22—25 и др.]. Нельзя не упомянуть монографию А. К. Леонова [18], где существенное место отводится климатическим характеристикам Охотского моря. Значительная работа по обобщению наблюдений проделана Сахалинским и Колымским управлениями Гидрометслужбы под руководством ГОИНа [2], Научно-исследовательским институтом аэроклиматологии [14], МО ВНИИГМИ—МЦД и Гидрометцентром [3]. По судовым данным за периоды 1896—1950, 1952—1962 и 1950—1974 гг. составлены атласы важнейших климатических и гидрологических характеристик Охотского моря.

Для построения карт [2, 3, 14 и др.] обработано несколько сотен тысяч судовых наблюдений в Охотском море, которые производились на транспортных, торговых, рыболовных, гидрографических и экспедиционных судах, более 10 тыс. синоптических карт. Распределение наблюдений на акватории моря неравномерно, особенно в зимний период, когда северная часть моря покрыта льдом. Наиболее освещены данными районы, где проходят основные судоходные пути и ведется интенсивный рыбный промысел. К сожалению, имеющиеся обширные архивы морских гидрометеорологических наблюдений в основном отражают благоприятные условия погоды, поскольку при возникновении опасных явлений главной заботой капитана является вывод судна из опасной зоны.

### 2.1.2. Режимные материалы

Со времени первых визуальных наблюдений за погодой над Охотским морем прошло более 350 лет. „Отписки” и „челобитные” русских землепроходцев начала XVII в., вахтенные журналы моряков XVIII—XIX вв. сохранили подробные описания метеорологических условий плавания в Охотском море и представляют интерес для восстановления характеристик климата прошлого. Инструментальные наблюдения продолжаются уже около 100 лет. Систематическое обобщение гидрометеорологической информации началось в 50-х годах нашего столетия, когда был накоплен эмпирический материал, достаточный для получения достоверных оценок климата Охотского моря.

В целях обобщения опыта по использованию гидрометеорологической информации публиковались монографии и руководства, атласы по климату дальневосточных морей, где в той или иной степени освещался климат Охотского моря [1—3, 11, 14, 18, 22—25, 28 и др.]. Эти научно-прикладные исследо-

вания, многие из которых стали библиографической редкостью, несомненно, имеют большую практическую ценность.

Настоящее исследование климата Охотского моря основано на обобщении гидрометеорологических данных за 1900—1987 гг. и материалов климатических справочников, атласов, руководств, работ, опубликованных в трудах Гидрометцентра, ГГО, ВНИИГМИ—МЦД, ДВНИИГМИ, Сахалинского, Камчатского и Приморского УГМС и других подразделений Гидрометслужбы, а также некоторых зарубежных источников.

Структура работы предусматривает анализ синоптических процессов Дальнего Востока, определяющих атмосферную циркуляцию над Охотским морем, а также воздействия поверхности моря на свойства атмосферы и процессы, происходящие в ней. Рассмотрено распределение метеорологических элементов по сезонам, выделены районы моря, где велика повторяемость и интенсивность опасных явлений погоды.

Исходным материалом для выполнения настоящей работы служит архив данных, имеющийся во ВНИИГМИ—МЦД, в составе 917 тыс. наблюдений, производившихся транспортными, торговыми, гидрографическими и экспедиционными судами в Охотском море. Основная масса данных приходится на период после 1950 г. Используются также данные береговых и островных метеорологических станций, опубликованные в „Справочниках по климату СССР“ (вып. 25—27, 33, 34); климатические карты основных метеорологических элементов, опасных и стихийных явлений погоды [2, 3, 14]; монографии С. Д. Кошинского [17], А. К. Леонова [18]; труды научно-исследовательских подразделений Росгидромета, а также годовые отчеты Японского метеорологического агентства.

Методика построения карт метеорологических элементов в соответствии с „Типовым техническим заданием на подготовку карт“, утвержденным ГУНиО МО и Росгидрометом в 1977 г., заключалась в статистико-климатическом анализе судовых наблюдений. Для каждого квадрата Охотского моря площадью  $2,5 \times 2,5^\circ$  были вычислены средние месячные температуры воздуха и воды ( $^\circ\text{C}$ ), скорости ветра (м/с), относительная влажность (%), общее количество облаков (баллы), повторяемость (%) туманов, осадков, ограниченной видимости 2 мили и менее, сильного ветра (15 м/с и более), повторяемость направлений ветра по восьми румбам. Отмечалось направление ветра с максимальной повторяемостью (преобладающее направление). Кроме этого, вычислялись отклонения средних значений от средних многолетних и средние координаты наблюдений.

Данные наносились на бланки карт и проводились изолинии с учетом весов, пропорциональных числу наблюдений в каждом квадрате и их дисперсии. Дискретность изолиний: для температуры воды и воздуха —  $1^\circ\text{C}$ , относительной влажности — 5 %, облачности — 1 балл, повторяемости осадков — 10 %, особых явлений погоды — 5 %. Поля скорости ветра представлены изолиниями 50 %-ной обеспеченности (медианные значения, а в случае нормального распределения — средние и модальные значения). На картах роз ветров показана повторяемость направлений ветров в определенном

квадрате. Длина каждого луча означает повторяемость ветра данного румба в процентах от общего числа наблюдений.

Опыт обработки данных ограниченной видимости, которая оценивается на судах визуально, показывает, что видимость 2 мили и менее бывает практически всегда, когда отмечаются осадки или туман. Поэтому случай, когда видимость наблюдателями не оценена, но имеются указания на осадки или туман, засчитывается как случай с ограниченной видимостью 2 мили и менее.

Анализ и обзор метеорологических условий над Охотским морем, а также статистическая характеристика основных метеорологических величин, представленные в данном исследовании, выполнены доцентом кафедры метеорологии Дальневосточного университета Н. А. Дашко. В работе использованы оригинальные карты полей метеорологических величин и явлений погоды над Охотским морем: ветра 50 %-ной обеспеченности, средних суточных температур воздуха и воды, характеристик влажности и другие, подготовленные в лаборатории морской аэрометеорологии ВНИИГМИ—МЦД (г. Обнинск) под руководством К. Б. Юдина.

## 2.2. Основные черты атмосферной циркуляции над Дальним Востоком и ее особенности над Охотским морем в различные сезоны

Климат можно определить как результат взаимного влияния группы внешних и внутренних факторов, действующих постоянно, длительно и одновременно [5]. К постоянно действующим относятся астрономические (внешние) факторы и физические географические особенности земной поверхности: солнечная энергия, вращение Земли вокруг Солнца и своей оси, положение материков и океанов, конфигурация поверхности, океанические течения.

К длительно действующим факторам можно отнести общую циркуляцию атмосферы, проявляющуюся в зональной и меридиональной формах течения ряда лет одна форма может преобладать над другой, что сказывается на обмене энергией в слои термодинамической системе, какой является атмосфера.

К кратковременно действующим факторам принадлежат сезонные изменения подстилающей поверхности (появление и сход снежного и ледяного покрова, изменение цвета растительности на суше и др.).

Влияние астрономических факторов обуславливает зональный характер распределения основных климатических показателей (полей температур, давления, ветра, влажности и др.), который накладывается под воздействием внутренних климатообразующих факторов.

Главным источником энергии атмосферных процессов является лучистая энергия Солнца. Он в значительной степени определяет общие закономерности температурного режима атмосферы вместе с ним полей давления и ветра как показателей атмосферной циркуляции. Значительную роль в энергетике и термодинамике атмосферы играют конденсация и испарение, сопровождающиеся

делением и поглощением большого количества тепла, что немалого уступает воздействию солнечной радиации.

В результате совместного действия внешних и внутренних климатообразующих факторов формируются такие основные показатели энергетического баланса Земли, как тепло- и влагооборот, имеющие в каждом конкретном районе свою географическую специфику.

Климат Охотского моря определяется общими закономерностями зонального распределения солнечной инсоляции и циркуляции атмосферы, а также мощным влиянием Азиатского материка, на окраине которого оно находится. К числу важнейших региональных особенностей климата относятся: значительная меридиональная вытянутость моря, сопредельность с Тихим океаном, сложная система морских течений и орография побережий. Принципиально важен характер воздушных масс, под влиянием которых Охотское море находится в различные сезоны.

Наибольшая протяженность Охотского моря с юго-запада на северо-восток составляет около 2500 км, с востока на запад — около 1500 км. Мелководные проливы Невельского и Лаперуза соединяют его с Японским морем, а глубоководные Курильские проливы — с Тихим океаном. Существенную роль в формировании климата Охотского моря играют поступающие через Курильские проливы воды Тихого океана. Вносимое им большое количество теплой воды согревает южную половину моря. Аналогично воздействие водообмена с Японским морем.

Охотское море отделяется от Тихого океана цепью Курильских островов и п-овом Камчатка. На северо-западе к морю подходит Восточно-Забайкальско-Приамурская область мезозойской складчатости. На западе и юге располагаются кайнозойские складчатые хребты островов Сахалин и Хоккайдо. Абсолютная высота горных хребтов в среднем составляет 1—2,5 км, на Камчатке — до 3,5 км. Сравнительно высокие хребты Камчатки затрудня-

ют воздухообмен с тихоокеанскими воздушными массами.

Значительная часть Охотского моря глубоко вдается в Азиатский материк. Весьма холодные и продолжительные зимы способствуют сильному выхолаживанию моря, приобретающего вследствие этого многие черты климата арктических морей. Охлаждающие факторы увеличивают континентальность климата и делают Охотское море наиболее холодным из дальневосточных морей [11, 18, 28].

### 2.2.1. Основные воздушные массы и атмосферные фронты

Охотское море лежит в зоне действия азиатско-тихоокеанской муссонной циркуляции умеренных широт, определяющей периодический характер атмосферных процессов. Муссоны отчетливо выражены до широт северного Сахалина, над северной частью моря обнаруживается муссонная тенденция.

Умеренные широты — арена наиболее интенсивной циклонической деятельности на арктическом и полярном фронтах [1, 23, 25]. Арктический фронт, являющийся южной границей арктического воздуха (охотский арктический фронт), почти в течение всего года лежит параллельно северной береговой линии Охотского моря. Летом он отступает к северу, приближаясь к кромке пакового льда Северного Ледовитого океана (рис. 2.1).

Полярный фронт, разделяющий умеренный и морской тропический воздух (южная ветвь тихоокеанского полярного фронта), располагается в Тихом океане почти параллельно Большой Курильской гряде.

Климатообразующее значение имеют также тихоокеанский арктический фронт над Беринговым морем, северная ветвь тихоокеанского полярного фронта у южных берегов Аляски, а также вторичный холодный фронт, лежащий вблизи 40° с. ш.

Основными воздушными массами являются континентальный арктический воздух (кАВ), континентальный умеренный воздух (кУВ), морской

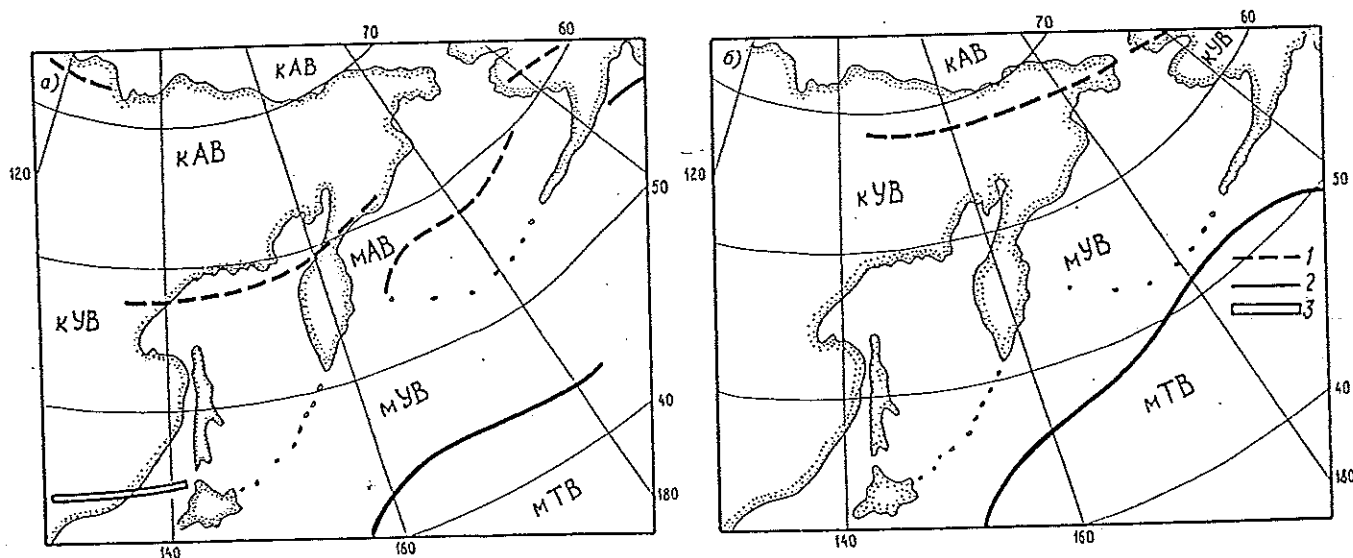


Рис. 2.1. Воздушные массы и фронты в январе (а) и июле (б).

1 — арктический фронт; 2 — полярный фронт; 3 — вторичный холодный фронт.

умеренный воздух (мУВ), второстепенное значение имеют морской и континентальный тропический воздух (мТВ и кТВ) [1, 18, 25].

Континентальный арктический воздух формируется над Северным Ледовитым океаном и ближайшей к нему арктической сушей. Зимой очаг формирования увеличивается, захватывая Таймыр, Колыму и Чукотку (см. рис. 2.1 а), летом — сокращается, отступая к береговой линии Арктического бассейна (см. рис. 2.1 б). Для кАВ характерны низкие температуры, малое влагосодержание и большая прозрачность воздуха. Зимой температура воздуха над Арктикой несколько выше, чем над азиатской территорией, где располагается сибирский (азиатский) антициклон с сухим и холодным воздухом (кУВ). Вследствие этого перенос кАВ на Охотское море в зимний период означает адвекцию тепла. Его летние вторжения также не вызывают похолоданий, так как преобладающий над Охотским морем мУВ оказывается значительно холоднее арктического воздуха, прогревающегося при движении над материком. В переходные сезоны кАВ вызывает похолодания с заморозками и снегом.

Континентальный умеренный воздух образуется над Забайкальем, Якутией, Верхним Амуром, захватывая Ленско-Колымский район, где зимой у земли также преобладает поле повышенного давления. Отличается очень низкими температурами воздуха, мощными приземными инверсиями и малой влажностью. Летом при формировании кУВ над прогретым материком повышается его неустойчивость, только ночное выхолаживание может на короткое время создать устойчивую стратификацию (приземную инверсию) в самом нижнем слое воздушной массы. Зимой полюс холода северного полушария располагается в Якутии, где средние месячные температуры воздуха в январе могут достигать  $-50^{\circ}\text{C}$ , а минимальные  $-60 \dots -70^{\circ}\text{C}$  и ниже. Наряду с резкой континентальностью и преобладанием антициклонического характера погоды сильному выхолаживанию этой территории способствуют отрицательные формы рельефа: в глубокие замкнутые котловины и долины стекает холодный воздух и застаивается там. В результате здесь наблюдаются продолжительные периоды очень низких минимальных температур воздуха. Поэтому основной источник холода для воздуха Охотского моря располагается на западе, а не на севере. Континентальный умеренный воздух при движении с северо-запада на юго-восток создает зимний муссон с сильными западными и северо-западными ветрами и резкими понижениями температуры воздуха. Над холодным Охотским морем, большая часть которого зимой покрыта льдом, устойчивость кУВ сохраняется, поэтому осадки не выпадают.

Большую роль играет трансформация кАВ и кУВ в переходный воздух, близкий по свойствам к мУВ, занимающему зимой практически все пространство моря.

Морской умеренный воздух формируется над дальневосточными морями и северной частью Тихого океана и является относительно теплой и влажной массой.

Летом мУВ является воздухом летнего муссона и почти всегда находится в состоянии насыщения влагой. Благодаря этому при прохождении над холодной подстилающей поверхностью Охотского

моря, особенно в местах выхода на поверхность холодных вод промежуточного слоя [18], он сильно выхолаживается и приобретает устойчивую стратификацию с типичными конденсационными формами устойчивой воздушной массы — слоистой облачностью, моросью и чрезвычайно густыми туманами, сохраняющимися по несколько дней.

Зимой мУВ более часто наблюдается над южной частью моря, а на севере его вторжения редки. Обычно он поступает в переднюю часть циклона, расположенного над Охотским морем, обогнув его с юго-востока, севера и северо-востока. Так как этот воздух приходит с Тихого океана, то, перемещаясь над холодной поверхностью Охотского моря, он вызывает пасмурную, с осадками погоду, резкие потепления с положительными температурами воздуха даже в самое холодное время года.

Очаг формирования мТВ — область тихоокеанского субтропического антициклона, летом иногда и Японское море. Континентальный тропический воздух образуется над Центральным Китаем и Монголией.

Континентальный и морской тропический воздух (их иногда классифицируют здесь как субтропические воздушные массы) вторгается на Охотское море с циклоническими образованиями сравнительно редко. В частности, кТВ, продвигаясь на север, доходит в теплых секторах циклонов до  $50-55^{\circ}$  с. ш.

В начале лета полярный фронт проходит около о. Тайвань, в середине — около о. Хонсю, к концу лета по мере ослабления охотского антициклона продвигается в более северные широты.

Смещение полярного фронта приводит к вторжению теплых и влажных масс мТВ, приносящего обильные осадки, часто и ливни.

### 2.2.2. Зимние синоптические процессы

Атмосферные процессы Дальнего Востока характеризуются значительной меридиональностью, обусловленной особенностями рельефа и термической неоднородностью Азиатского материка и Тихого океана. Под влиянием комплекса орографических и термических факторов создается особая структура термобарического поля тропосферы.

Зимой над Тихим океаном образуются гребни тепла, а над восточной окраиной охлажденной Азии — ложбина холода. В термической ложбине, распространяющейся от обширной приполюсной области холода далеко к югу примерно вдоль  $130^{\circ}$  в. д., формируется самостоятельный центр низких температур в нижней и средней тропосфере. Здесь до высот 5—6 км температурные условия более суровы, чем над центральными районами Арктического бассейна [22].

Важнейшие особенности атмосферной циркуляции над Восточной Азией и акваториями прилегающих морей отчетливо прослеживаются при анализе меридиональных и зональных типов циркуляции, которые устанавливаются в зависимости от структуры поля АТ<sub>500</sub>. Меридиональное состояние характеризуется развитием высотных барических гребней и ложбин. Вершины гребней должны достигать  $65^{\circ}$  с. ш., а ложбины распространяться до  $50^{\circ}$  с. ш. или южнее.

Для меридионального состояния можно выделить следующие четыре формы циркуляции, учи-

тывающие географическую локализацию основных высотных гребней [24]:

1) западная — с крупномасштабным гребнем над Сибирью при сохранении западного переноса над Дальним Востоком;

2) центральная — при локализации крупномасштабного гребня над Якутией и Дальним Востоком;

3) восточная — когда над умеренными широтами Азии наблюдается широтный перенос, а северо-западная часть Тихого океана и Берингова моря занята мощным гребнем;

4) смешанная — при наличии ложбины над Дальним Востоком с гребнями к востоку и западу от нее (над Западной Сибирью и Тихим океаном).

Структуру восточного барического поля с широтным переносом над умеренными широтами Азии и дальневосточными морями при отсутствии крупномасштабных ложбин и гребней относят к зональному состоянию циркуляции, на которое приходится около 31 %. Меридиональные процессы преобладают (69 %), причем в теплое и холодное время года это соотношение практически сохраняется.

Наибольшей повторяемостью обладает смешанная форма циркуляции (30 %), наименьшей — восточная (6 %). Формы центральная и западная примерно одинаково вероятны (15 и 18 % соответственно). Для осени типичны зональные процессы, для остальных сезонов — меридиональные, причем для весны — западная, для лета — центральная и восточная формы циркуляции [22, 25].

Среднее барическое поле у земли зимой характеризуется: 1) развитием мощного сибирского антициклона над материком с гребнем, направленным на Колыму и север Камчатки; 2) арктическим антициклоном к северу от Чукотки, соединяющим антициклоны Сибири и Канады; 3) алеутской депрессией над северной частью Тихого океана с двумя центрами — к юго-востоку от Камчатки и южнее Аляски [1].

Для начала зимы характерен тип синоптических процессов с усилением сибирского антициклона и ленско-колымского гребня, который распространяется в северо-восточном направлении на Колыму и Чукотку (первый тип). В гребне часто развиваются малоподвижные самостоятельные ядра высокого давления. Циклоны охотского, арктического фронтов малоактивны, они смещаются на Берингово море и далее к Аляске. Полярно-фронтальные циклоны перемещаются вдоль Курильских островов в Берингово море.

В середине зимы значительно усиливается ленско-колымский гребень, который, соединяясь с канадским гребнем, образует обширную полосу высокого давления, вытянутую в широтном направлении (второй тип). В гребнях нередко формируются отдельные малоподвижные ядра высокого давления. Циклоны, возникающие на охотском арктическом фронте, смещаются из южной части Охотского моря через юг Камчатки в Берингово море, где часть их либо заполняется, либо вливается в алеутскую депрессию. Полярно-фронтальные циклоны проходят восточнее Курильских островов по направлению к Аляске.

В конце зимы наиболее часто происходит ослабление сибирского антициклона, разрушение гребня над Колымой и Чукоткой и распространение на эти районы полярного антициклона, в котором иногда

возникают малоподвижные ядра высокого давления (третий тип). Арктические циклоны смещаются с северо-запада на юго-восток (от Таймыра через Якутию на Охотское море). Циклоны охотского арктического фронта перемещаются на Берингово море, а тихоокеанского полярного фронта — на Курильские острова, Камчатку, где регенерируют на охотском арктическом фронте и выходят к Аляске.

Кроме указанных, можно отметить еще один (четвертый) тип, характеризующийся наличием меридионально расположенной области высокого давления, ориентированной с Арктического бассейна через Якутию на Маньчжурию. Усиление ее происходит за счет вторжения арктического воздуха в тылу циклонов, смещающихся через Охотское и Берингово моря. Циклоническая деятельность развивается на охотской ветви арктического и тихоокеанском полярном фронтах. Этот тип синоптических процессов наблюдается главным образом в середине и конце зимы с небольшой повторяемостью, причем чаще отмечаются его разновидности, когда происходит прорыв циклонов с острова Таймыр через нижнее течение Лены на Охотское море и далее через Колыму на Восточно-Сибирское море.

Таким образом, основными особенностями зимнего сезона являются антициклонез над континентом, характеризующийся мощным сибирским антициклоном, и циклогенез над дальневосточными морями и Тихим океаном.

Циклоническая деятельность осуществляется главным образом на арктическом фронте (охотской и тихоокеанской ветви арктического фронта), а также на полярном фронте. Существенную роль играют циклоны, развивающиеся на морском участке вторичного холодного фронта, а также полярно-фронтальные циклоны, которые, смещаясь на север, регенерируют на арктическом фронте. Зона наибольшей повторяемости циклонов включает в себя охотоморский и алеутский районы [16].

Циклоны, возникающие на арктическом и вторичном холодном фронтах, в соотношении с направлением ведущего потока смещаются в район Алеутских островов, где регенерируют на северной ветви полярного фронта, углубляются и стационарируют, формируя двухцентровую алеутскую депрессию. Последняя представляет собой перманентный центр действия атмосферы с годовым ходом интенсивности — глубока зимой и практически исчезает летом.

Все типовые траектории циклонов, выходящих на Охотское море [10, 13], можно разбить на две большие группы — континентальные (западные) и морские (южные).

Циклоны континентальной группы перемещаются на Охотское море преимущественно из районов, прилегающих к Байкалу.

Циклоны морской группы перемещаются с Японского, Желтого и Восточно-Китайского морей, а также Тихого океана.

Повторяемость циклонов на Охотском море имеет максимум в декабре, когда температурный контраст между материком и дальневосточными морями особенно велик. К февралю контраст уменьшается, но в то же время возрастают температурные различия между материком и Тихим океаном, поэтому интенсивность циклонической деятельности, несмотря на некоторое уменьшение по сравнению с декабрем, по-прежнему велика [13].

В среднем за декабрь—февраль над морем проходит около 20 циклонов, в отдельные годы — до 28—31. Когда меридиональные процессы выражены слабее, число циклонов уменьшается до 13—15. Средняя продолжительность циклона над Охотским морем составляет 35—36 ч (от 44 ч в декабре до 30 ч в феврале). Глубокие обширные циклоны существуют до 3—4 сут [2, 10].

Циклоническое поле, преобладающее над Охотским морем в течение холодного сезона, формируется преимущественно морскими циклонами. Так, с ноября по март на континентальные циклоны приходится около 11 %, тогда как на морские — около 70 %. В остальных случаях оно формируется депрессиями, образующимися преимущественно вдоль северного побережья Охотского моря и части моря, прилегающей к юго-западному побережью п-ова Камчатка.

Циклоны континентальной группы выходят при развитии широтного переноса над Сибирью и Дальним Востоком. Перемещаясь на южную часть Охотского моря, они углубляются. Это обусловлено попаданием циклонов, во-первых, под переднюю часть высотной барической ложбины, где расходятся изогипсы при их циклонической кривизне, которая по потоку уменьшается. Во-вторых, переходом циклонов с более холодной суши и поверхности моря, покрытой льдом, на свободную ото льда более теплую часть моря. Циклоны, перемещающиеся на север Охотского моря, как правило, заполняются. Здесь они, во-первых, удаляются от высотной фронтальной зоны и попадают на более холодную подстилающую поверхность. Во-вторых, вдоль северного побережья устанавливается своеобразный барьер — „каменный фронт”, роль которого выполняют горные цепи хребтов Сунтар-Хаята и Колымского с высотами 1,0—2,5 км [9].

К северу от „каменного фронта” располагается устойчивая и очень холодная область высокого давления (ленско-колымский антициклон). Поскольку над морем преобладает поле пониженного давления, то здесь вследствие почти полного отсутствия переноса воздуха в нижних слоях через „каменный фронт” создается разрыв в поле давления, проявляющийся наиболее резко у поверхности земли. Кроме того, над центральными районами Камчатки формируется местная область повышенного давления, объединяющаяся с ленско-колымским ядром. Возникающий с севера и запада барьер высокого давления способствует тому, что циклоны становятся малоподвижными и заполняются. Если область высокого давления над Чукоткой не распространяется к югу (на Камчатку), то циклон, поднявшись к северу Охотского моря, поворачивает к востоку, пересекает север Камчатки и выходит на Берингово море [13, 24].

Если высотный гребень распространяется далеко на север и над бассейном Колымы устанавливаются сильные южные потоки, циклон может пересечь северное побережье Охотского моря и через низовья Колымы выйти на Восточно-Сибирское море. В своем большинстве континентальные циклоны малоинтенсивны, невелики по размерам и смещаются быстро, вызывая сравнительно непродолжительное ухудшение погоды.

Морские циклоны, направление движения которых определяется положением малоподвижного блокирующего высотного тихоокеанского гребня,

как правило, выходят сериями по 4—5 циклонов в каждой, продолжающимися иногда по месяцу и более. По выходу на Охотское море и Курильские острова морские циклоны в большинстве случаев превращаются в обширные барические образования с замкнутыми центрами, прослеживающимися до высот 3—5 км, и с давлением в центре ниже 980 гПа (54 % случаев). По их северной и восточной перифериям выносятся сравнительно теплый мУВ, который обуславливает пасмурную погоду со снегопадами, метелями и штормовыми ветрами.

Средняя скорость перемещения морских циклонов зимой составляет 40—60 км/ч. Наибольшими скоростями отличаются циклоны, выходящие с Желтого и Японского морей (45—60 км/ч); тихоокеанские циклоны перемещаются со скоростью около 40 км/ч [1, 10]. Средние скорости циклонов континентальной группы составляют около 35 км/ч.

Морские циклоны выходят на Охотское море при восточной и смешанной формах атмосферной циркуляции, которые обладают большой устойчивостью в зимнее полугодие. Следовательно, общее направление перемещения циклонов определяется положением и интенсивностью тихоокеанского высотного гребня — его расположение над Камчаткой и Беринговым морем благоприятно для выхода морских циклонов на Охотское море. При отсутствии тихоокеанского гребня морские циклоны смещаются в район Алеутских островов. Особенно резким нарушением зонального потока в тропосфере сопровождается выход циклонов с Тихого океана. Адвекция холода в восточной части западно-сибирского гребня в этом случае особенно устойчива. Она распространяется на Японию и прилегающую акваторию Тихого океана. Одновременно в передней части дальневосточной ложбины происходит мощная адвекция тепла на восток Охотского моря, Камчатку, западную акваторию Берингова моря и Магаданскую область. Тихоокеанский высотный гребень своей северной частью распространяется на запад, и в ней иногда возникает мощное восточное течение [24]. При этих условиях циклон, который на начальной стадии развития перемещался в Тихом океане к северо-востоку, изменяет направление движения на северное и даже северо-западное.

### 2.2.3. Весенние синоптические процессы

Весной (апрель—май) отсутствуют значительные температурные различия между Азиатским материком и Тихим океаном, способствующие формированию устойчивых крупномасштабных гребней и ложбин, а роль междуширотных контрастов температуры особенно велика. Вследствие этого общее направление воздушных потоков приближается к зональному, обуславливая перемещение циклонов и антициклонов с запада на восток.

Исчезают благоприятные условия для длительного существования областей высокого давления над континентом. Сезонный центр действия атмосферы — сибирский антициклон — начинает разрушаться. Колымский гребень обособляется и в мае исчезает совсем. Уменьшается циклоническая деятельность над морями, происходит заполнение алеутской депрессии. Более благоприятными становятся условия развития циклонической деятельности над континентальными районами, в частности циклогенеза над бассейном Амура. Формируется само-

стоятельный арктический антициклон к северу от Чукотки.

Гребень северотихоокеанского (гавайского) антициклона, являющегося перманентным центром действия атмосферы, усиливается и распространяется на запад к берегам Азии. Активизируется антициклогенез над Охотским морем.

Возрастает роль арктического фронта над континентом (бассейн Лены). С ним связан основной циклогенез над Якутией, Чукоткой и Колымой. Обостряется вторичный холодный фронт над Монголией и Маньчжурией, переходящий позже в азиатский полярный фронт. На нем регенерируют западные континентальные циклоны — монгольские, байкальские. Что касается тихоокеанского полярного фронта, то в большинстве случаев он малоактивен.

Максимумы повторяемости циклонов расположены в низовьях Амура, на северо-западе Охотского моря и вблизи Алеутских островов. Над морскими районами циклоны отличаются небольшой глубиной и продолжительностью. Господствующим направлением их движения остается юго-западное, но одновременно увеличивается повторяемость западных циклонов [23].

В тылу циклонов нередко наблюдаются непродолжительные антициклонические вторжения. С мая возрастает число арктических антициклонов, смещающихся на Охотское море, где значительно ухудшаются погодные условия: преобладает сплошная низкая облачность, осадки в виде мороси или мокрого снега, метели, туман.

Весной синоптические процессы более разнообразны, среди них встречаются присущие как зимнему, так и летнему сезону. Наиболее часты первый и третий типы зимних процессов. Однако в первом типе, в отличие от зимы, ядра высокого давления, формирующиеся в арктическом воздухе, смещаются с запада на восток, а в третьем типе циклоническая деятельность на континенте охватывает более обширные районы [1].

Наиболее характерный тип синоптических процессов весной представлен арктическим фронтом, располагающимся над Чукоткой и Колымой, обуславливающим циклоническую деятельность над континентальными районами. В тылу циклонов, движущихся с запада, как правило, вторгается арктический воздух в системе барических гребней. Здесь иногда развиваются самостоятельные антициклоны, быстро смещающиеся к юго-востоку на Охотское море, где в конце весны образуется охотский антициклон [1, 23].

Таким образом, в течение весны происходит постепенное ослабление дальневосточной ложбины. Редко возникают устойчивые крупномасштабные гребни. Но с мая некоторые из слабо развитых и подвижных гребней при выходе с запада на дальневосточные районы усиливаются, иногда распространяясь на Якутию и Магаданскую область, их перемещение к востоку замедляется и преобладающей становится западная форма циркуляции.

#### 2.2.4. Летние синоптические процессы

Летом над прогретым Азиатским материком формируется термический гребень, а термическая ложбина от триполлюсной области холода распола-

гается над сравнительно холодной поверхностью Тихого океана.

Таким образом, одной из главнейших особенностей поля средней температуры в тропосфере является его зональная неоднородность. Она определяется, помимо радиации, физическими и термическими свойствами континентов и океанов, а также крупномасштабной циркуляцией в атмосфере. В свою очередь, зональная неоднородность температуры содействует межширотному воздухообмену, а следовательно, и теплообмену [22, 29].

Начавшаяся весной перестройка термобарического поля тропосферы заканчивается к июню. В средней тропосфере оно характеризуется существованием дальневосточного гребня, направленного с северо-востока Китая на восточные районы Якутии и Магаданскую область. По обе стороны от него располагаются дальневосточная и сибирская ложбины. Первая, в отличие от зимнего сезона, смещена к востоку и ориентирована от Арктического бассейна на Берингово море, вторая направлена с Таймыра на Забайкалье.

Наибольшую повторяемость в летний период имеют центральная (39%), смешанная (25%) и западная (22%) формы меридиональной атмосферной циркуляции [22, 25].

Характерными воздушными массами этого периода являются кАВ, кУВ, мУВ, мТВ. Последние поступают в теплых секторах циклонов с юго-восточными ветрами (летний муссон). Синоптические процессы определяются главным образом деятельностью арктического и азиатского полярного фронтов (см. рис. 2.1 б).

Возмущения, развивающиеся на азиатской ветви арктического фронта, оказывают влияние в основном на погоду северных районов Северо-Восточной Азии и прилегающих морей. Но вхождение арктических вторжений в тыл этих циклонов играет важную роль в формировании антициклонов над Охотским и Беринговым морями, а также в деятельности северотихоокеанского антициклона.

Азиатский полярный фронт располагается над Монголией и частично над Маньчжурией. Западные циклоны, развивающиеся на этой ветви полярного фронта, оказывают существенное влияние на синоптические процессы Северо-Восточной Азии и дальневосточных морей.

Тихоокеанский полярный фронт проходит вблизи Курильских и Алеутских островов на общем фоне повышенного давления. В большинстве случаев он малоактивен, обостряется при арктических вторжениях на Охотское и Берингово моря.

Летом циклоническая деятельность сосредоточена над бассейном Амура. Второй район циклогенеза — алеутский, но здесь количество циклонов уменьшается [1, 16].

Наличие высотного блокирующего гребня над Сибирью приводит к тому, что большинство циклонов заполняется в пределах континента (под передней частью высотного гребня), лишь некоторая их часть (15—17%) имеет выход на Охотское и Японское моря. Как правило, они слабо выражены в барическом поле. При выходе монгольских циклонов на Якутию часть из них заполняется, переваливая через хребты Южной Якутии, а часть углубляется над низменностью Якутии. При развитии зональной формы циркуляции циклоны с Якутии переме-

падают на восток через бассейны рек Индигирки и Колымы на северную часть Охотского моря.

Активизация летней циклонической деятельности как над континентальными, так и над морскими районами Дальнего Востока, наблюдается при смещении высотного гребня на Камчатку, а высотной сибирской ложбины — на Якутию и бассейн Амура. В этом случае байкальские и амурские циклоны выходят на акватории дальневосточных морей. Если высотная ложбина распространяется далеко к югу (до  $30-35^{\circ}$  с. ш.), то на Охотское море выходят южные циклоны, иногда тропические (тайфуны). Этот процесс характерен для конца лета и начала осени, когда гребень тихоокеанского антициклона сильно развит к северо-западу и наиболее приближен к берегам Азии. Прохождение тропических циклонов сопровождается сильными штормами на Охотском море. Как правило, тайфуны в умеренные широты выходят в ослабленном виде. Однако в случае регенерации их на полярном фронте они трансформируются в глубокие внетропические циклоны. При этом скорость возрастает до  $80-100$  км/ч и более. Отдельные циклоны могут существовать длительное время и проходить большие расстояния, достигая северных районов Охотского моря или проникая в Берингово. В целом в теплое полугодие циклоны над Охотским морем наблюдаются значительно реже, чем в холодное, они обычно невелики по размерам и неглубоки, за исключением тропических циклонов.

Помимо рассмотренных выше процессов, наибольший вклад в формирование барического поля над Охотским морем, а также крупномасштабных преобразований термобарического поля тропосферы вносит антициклогенез над Охотским морем [22]. На климатических картах давления за летние месяцы поле высокого давления над морем прослеживается в виде гребня северотихоокеанского антициклона. Несмотря на это, охотский антициклон имеет вполне самостоятельное циркуляционное значение как сезонный центр действия атмосферы [25].

Антициклоническая деятельность над морем начинается в апреле и сохраняется до сентября с преобладанием в июне и июле. Она определяется состоянием дальневосточного высотного гребня — будет ли он крупномасштабным и малоподвижным (меридиональный процесс), либо плоским и подвижным, смещающимся на Охотское море (зональный процесс).

Если высотный гребень при смещении к западному побережью моря подвижен и не усиливается, то антициклогенез над морем будет слабым и непродолжительным. Если высотный гребень малоподвижен и своей вершиной достигает  $60-65^{\circ}$  с. ш., то он будет длительным.

В отдельные годы антициклоническое поле над Охотским морем в июне—июле может наблюдаться почти непрерывно в течение месяца со средней непрерывной продолжительностью 2,6 сут.

Охотский антициклон препятствует выходу циклонических образований с бассейна Амура к востоку, что способствует существованию там квазипостоянной летней депрессии. Когда летний охотский антициклон над морем отсутствует, сюда смещаются континентальные циклоны и характер погоды над дальневосточными районами существенно меняется. Взаимодействие дальневосточной депрессии с северотихоокеанским и охотским антицикло-

нами способствует интенсивному переносу теплых и влажных масс воздуха с океана на континент, и над дальневосточными районами устанавливается летний муссон с двумя стадиями — с апреля по июнь и с июля по сентябрь.

Вторая стадия наступает тогда, когда термический контраст между дальневосточными морями и Тихим океаном сглажен. Над Тихим океаном устанавливается обширная область высокого давления, способствующая мощному выносу воздушных масс с океана, влагосодержание которых значительно выше влагосодержания воздушных масс муссона первой стадии. Вертикальная мощность муссона в первой стадии составляет 3 км, во второй — 6 км и более [22, 24, 25].

В зависимости от расположения основных барических систем в летнее время можно выделить следующие типовые синоптические процессы. Для середины лета характерна активная циклоническая деятельность над континентом. Траектории циклонов проходят с запада на восток над Северо-Восточной Азией. Над Арктическим бассейном и Охотским морем — антициклогенез.

Для начала и конца лета наиболее характерен тип синоптических процессов, когда активный циклогенез проявляется не только над бассейном Амура, откуда циклоны смещаются на Охотское море, но и над арктическими морями. Тихоокеанский антициклон сдвинут к югу, а с Таймыра к Охотскому морю смещаются ядра высокого давления.

Кроме этого, отмечается тип с активной циклонической деятельностью над Охотским и Беринговыми морями и антициклогенезом над арктическими морями. Континентальные циклоны проходят через северную половину Охотского моря и заполняются либо вблизи Камчатки и в Беринговом море, либо в Тихом океане у западных берегов Аляски.

Южная часть Охотского моря находится под влиянием гребня северотихоокеанского антициклона, а арктические моря и северная часть Якутии — гребня арктического циклона.

### 2.2.5. Осенние синоптические процессы

В августе — первой половине сентября термические контрасты между сушей и океаном минимальны. Далее в силу небольшого теплозапаса материка процесс его выхолаживания протекает быстро. Одновременно относительно медленно понижается температура воздуха над Тихим океаном и дальневосточными морями. Начинается перестройка барического поля у земли и в тропосфере на зимний режим.

Азиатская депрессия постепенно заполняется и в октябре исчезает совсем. Северотихоокеанский максимум ослабевает и отступает к югу. Становятся более интенсивными и частыми арктические вторжения в умеренные широты, что способствует увеличению повторяемости здесь антициклонического режима с формированием сибирского антициклона. Прогрессирующее выхолаживание материка и атмосферы над ним выравнивает температуры воздуха в Арктике и Сибири, а затем в Сибири температура воздуха становится ниже. Следовательно, с этого времени поступление арктического воздуха на районы Восточной Сибири означает адвекцию тепла, ослабляющую антициклонический характер циркуляции.

В связи с развитием крупномасштабных высотных гребней (над Сибирью и Тихим океаном) и обширной и устойчивой дальневосточной ложбины у восточного побережья Азиатского материка ослабевает циклоническая деятельность над континентом и активизируется над дальневосточными морями и прилегающей акваторией Тихого океана. Здесь она развивается на арктическом (над Охотским и Беринговыми морями) и тихоокеанском полярном фронтах. Азиатский полярный фронт (над Монголией и Маньчжурией) смещается к юго-востоку и переходит во вторичный холодный фронт.

Максимум циклонической деятельности располагается в северо-восточной части Охотского моря и вблизи Алеутских островов, где наибольший вклад вносят южные циклоны [16]. В сентябре благоприятны условия и для выхода тропических циклонов на Охотское море.

Осенью наблюдаются как летние, так и зимние процессы, причем последние преобладают, чему способствует выхолаживание материка. Для осени типичным является процесс, когда:

1) распространяется к северу ленско-колымский гребень сибирского антициклона;

2) в тыл циклонов, развивающихся на арктическом фронте, вторгается арктический воздух, способствующий развитию антициклонической деятельности над Сибирью;

3) к востоку и юго-востоку от области повышенного давления интенсивна циклоническая деятельность. Причем смещение циклонов с Японского и Охотского морей в северо-восточном направлении в свою очередь стимулирует более частые арктические вторжения.

## 2.3. Атмосферное давление и ветер

### 2.3.1. Атмосферное давление

Годовой ход атмосферного давления над Охотским морем определяется общими закономерностями распределения перманентных и сезонных центров действия атмосферы [22—25].

К юго-востоку от моря располагается область высокого давления — северотихоокеанский максимум с центром в субтропических широтах Тихого океана севернее Гавайских островов (рис. 2.2).

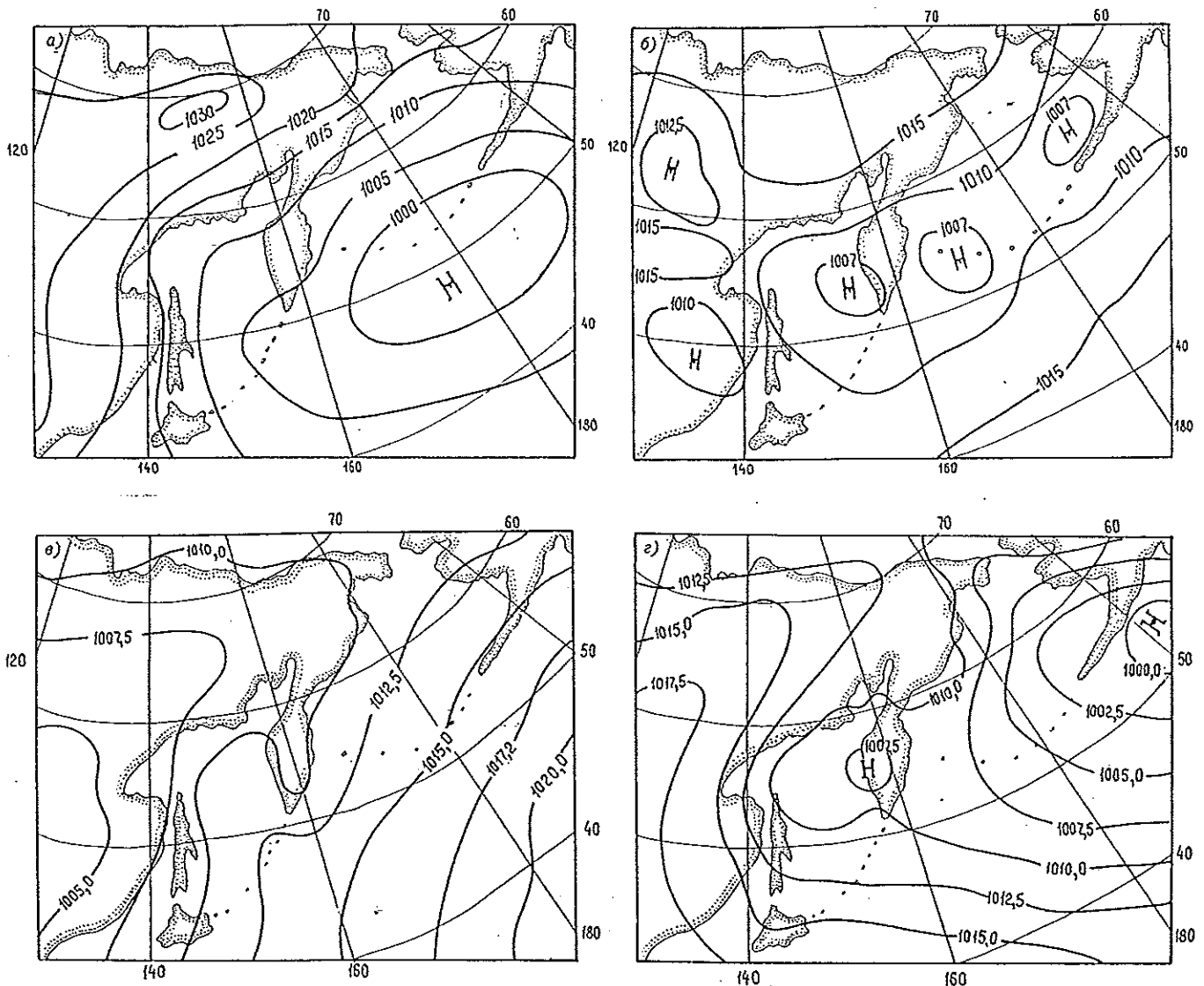


Рис. 2.2. Среднее многолетнее распределение атмосферного давления (гПа) на уровне моря в январе (а), апреле (б), июле (в) и октябре (г).

Среднее многолетнее давление на уровне моря в центре этого максимума в январе, когда он смещен к берегам Америки, превышает 1020 гПа; в июле, когда его отрог направлен к берегам Азии, превышает 1025 гПа.

На востоке от Охотского моря в течение всего года лежит область пониженного давления — алеутский минимум с центром, смещающимся зимой к Алеутским островам, летом к северо-восточной окраине Берингова моря. Среднее многолетнее давление воздуха в центре алеутской депрессии около 1000 гПа, причем на средних картах давления на уровне моря алеутский минимум в июле не обнаруживается (см. рис. 2 в и г).

К западу и северу от Охотского моря над континентом в холодное полугодие располагаются основные барические максимумы — азиатский антициклон с центром над Монгольским Алтаем и ленско-колымское ядро (см. рис. 2.2 а). Нередко эти антициклоны объединяются, образуя обширную и устойчивую область высокого давления. В центре азиатского антициклона среднее многолетнее давление составляет около 1040 гПа (максимум 1084 гПа), увеличиваясь от октября (1032—1038 гПа) к декабрю—январю (1040—1050 гПа) и уменьшаясь в марте (1032—1040 гПа) [24].

Летом над сушей формируется поле пониженного давления (см. рис. 2.2 в) с резко выраженным барическим минимумом — азиатской летней депрессией с центром над Афганистаном. Среднее многолетнее давление в центре около 995 гПа. Ложбина от азиатской летней депрессии, очерченная изобарой 1000 гПа, направленная на бассейн Амура, может рассматриваться как результат преобладания здесь полярно-фронтовых циклонов, а поэтому имеет вполне самостоятельное значение как квазипостоянная летняя дальневосточная депрессия [23, 25].

Термическое состояние Охотского моря не может не оказывать существенного влияния на барическое поле. Зимой, особенно в первую половину, оно играет роль нагревателя, что отражается на повторяемости циклонов. Холодная подстилающая поверхность моря в летний период благоприятствует оформлению охотского антициклона — сезонного центра действия атмосферы [24].

Внутригодовое распределение давления воздуха в Восточной Азии и прилегающей акватории Тихого океана определяет годовой ход атмосферного давления над Охотским морем (рис. 2.3). В северной части моря распределение давления близко к континентальному, но с меньшей годовой амплитудой. Зимой северная часть моря находится под воздействием азиатского антициклона и ленско-колымского ядра, летом — поля пониженного давления над материком. Изменения давления воздуха здесь определяются его годовым ходом над Азиатским материком — максимум наблюдается зимой, минимум — летом (рис. 2.3 б), причем отличия в годовом ходе для северо-восточной и северо-западной частей моря незначительны. Можно отметить более пониженный фон давления воздуха в течение года для северо-восточной части моря по сравнению с северо-западной.

В юго-восточной части Охотского моря максимум атмосферного давления наблюдается летом, что ближе к океаническому типу распределения. В это время южные районы моря находятся под воздействием обширного гребня северотихоокеанского

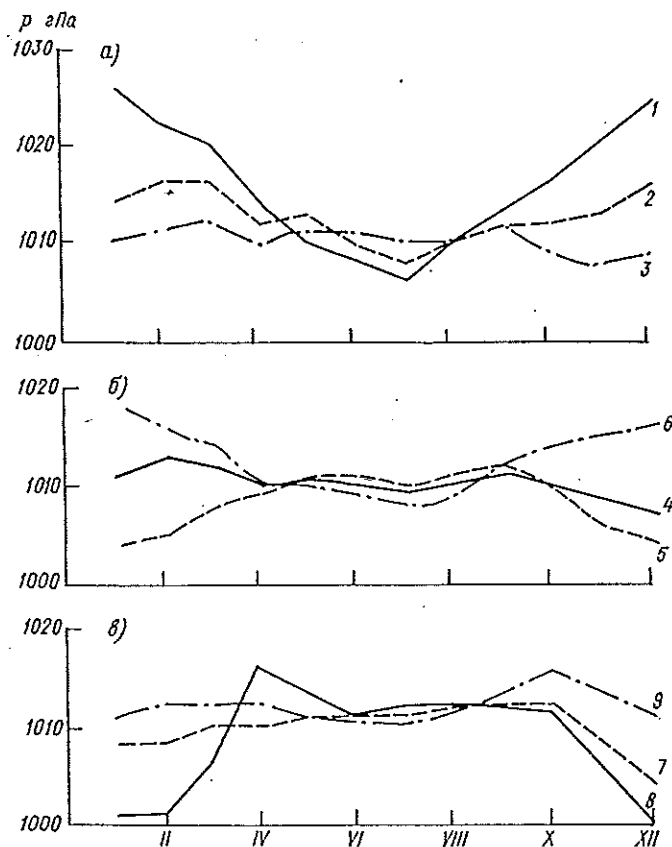


Рис. 2.3. Годовой ход среднего многолетнего атмосферного давления в точках моря 60° с. ш., 140° в. д. (1); 60° с. ш., 150° в. д. (2); 60° с. ш., 160° в. д. (3); 55° с. ш., 145° в. д. (4); 55° с. ш., 155° в. д. (5); 50° с. ш., 140° в. д. (6); 50° с. ш., 150° в. д. (7); 45° с. ш., 145° в. д. (8); 45° с. ш., 155° в. д. (9).

антициклона (см. рис. 2.3 в). Минимум атмосферного давления отмечается в период наибольшей циклонической активности в охотоморском и алеутском районах, т. е. зимой.

Для юго-западной части моря давление воздуха имеет сложный ход с двумя максимумами — осенним (октябрь) и весенним (апрель) и минимумами — зимним (декабрь) и летним (июнь).

Для зимнего максимума справедливы положения, относящиеся к юго-восточной части моря. Кроме этого, здесь пролегают основные пути глубоких циклонов, что затухивает влияние близко расположенного материка. К весне циклоническая деятельность над дальневосточными морями ослабевает, алеутская депрессия отодвигается к востоку, атмосферное давление повышается. Летний минимум связан с воздействием Азиатского материка, где активизируется циклоническая деятельность.

Осеннее повышение атмосферного давления имеет место для всех районов моря, но особенно ярко проявляется на юго-западе в качестве основного барического максимума. В это время ослабляется циклогенез над континентом, начинается формирование азиатского антициклона, давление в центре которого может достигать 1038 гПа и выше [24].

Наиболее значительный перепад давления между сушей и морем имеет место в зимний период, когда разность между давлением в центре азиатского антициклона и алеутской депрессией в среднем составляет более 30 гПа. Зимой над Охотским морем, за исключением его северо-западной части,

атмосферное давление в целом ниже среднеширотного, которое для 60° с. ш. в январе составляет 1014 гПа, для 50° с. ш. — 1017 гПа [5]. В северо-западном районе моря среднее многолетнее давление января — 1013—1018 гПа. В июле оно равно 1009—1010 гПа, что соответствует среднеширотным значениям в это время года (1010—1012 гПа).

Годовая амплитуда атмосферного давления наиболее значительна в юго-восточной части моря. Обращает на себя внимание устойчивость среднего годового давления во всех районах моря (1011—1013 гПа) [18], тогда как в течение года могут быть весьма значительные отклонения от этих значений.

Среднее многолетнее поле давления на уровне моря может рассматриваться только как статистический результат преобладания в определенных районах синоптических процессов определенного знака. Ежедневная изменчивость давления может на порядок превосходить отмечаемую на средних многолетних картах.

Особенно напряженное барическое поле над Охотским морем создается в зимнее время при выходе сюда глубоких циклонов южной группы с давлением в центре 950—960 гПа, когда разность между давлением воздуха над северным побережьем моря и в центре циклона может составлять более 80 гПа. Обычно с момента появления циклона в Желтом или Японском море и до выхода на Охотское море (в среднем через 2 сут) давление в центре понижается на 30 гПа и более (до 55—60 гПа) для 46—50 % циклонов. Лишь в 17 % оно понижается до 15 гПа за 2 сут [10].

Летом атмосферное давление между сушей и морем распределено значительно равномернее, хотя во второй половине лета — начале осени напряженные барические ситуации могут создаваться в связи с выходом тропических циклонов на Охотское море. Так, тайфун Нэнси, в центре которого близ Японии 13 сентября 1961 г. зафиксировано исключительно низкое атмосферное давление — 885 гПа [30], через несколько суток, трансформировавшись в глубокий внетропический циклон с давлением в центре ниже 960 гПа, переместился на Охотское море, вызвав здесь жестокий шторм с экстремальным волнением.

Для решения многих прикладных задач, прежде всего связанных с расчетом характеристик ветра над открытой частью моря, требуется восстановление значений давления. Данный вопрос представляет довольно сложную проблему, решаемую в каждом конкретном случае с помощью различных подходов, например, гидродинамического, синоптического, синоптико-статистического. Не останавливаясь на процедурах восстановления на основе сложных методов, требующих специальной математической подготовки, наличия банка данных и парка компьютеров, рассмотрим наиболее простые, на наш взгляд, методики, реализуемые с использованием данных приземной синоптической карты, информация которой является доступной, достоверной и оперативной.

Восстановление данных над открытой частью моря может быть выполнено, например, по регрессионным зависимостям, построенным по данным стационарной сети метеорологических станций, расположенных в береговой зоне Охотского моря. Нами получены такого рода зависимости для ряда точек Охотского моря. Использован пошаговый регрессионный анализ, по результатам которого произ-

веден отбор наиболее информативных зависимостей для восстановления давления в точках с координатами: 1) 55° с. ш., 145° в. д.; 2) 55° с. ш., 150° в. д.; 3) 50° с. ш., 150° в. д.; 4) 47,5° с. ш., 147,5° в. д. и на станциях: 5) Охотск (31 088); 6) Магадан (25 913); 7) Зея (31 257); 8) Николаевск-на-Амуре (31 369); 9) Ича (32 411); 10) Поронайск (32 091); 11) Мыс Васильева (32 217); 12) Уруп (32 186); 13) Магуя (32 207).

Уравнения имеют следующий вид:

$$1) p_1 = 0,640p_5 + 0,397p_{10} - 7,2;$$

$$p_2 = 0,374p_8 + 0,606p_9 - 0,7;$$

$$p_3 = 0,379p_{10} + 0,704p_{13} - 11,2;$$

$$p_4 = 0,513p_{10} + 0,553p_{12} - 8,0;$$

$$2) p_1 = 0,413p_5 + 0,474p_8 + 0,155p_{11} - 7,6;$$

$$p_2 = 0,493p_6 - 0,207p_7 + 0,397p_8 + 0,240p_{11} + 7,2;$$

$$p_3 = 0,347p_{10} + 0,431p_{11} + 0,315p_{12} - 11,9;$$

$$p_4 = 0,513p_{10} + 0,553p_{12} - 8,0.$$

Здесь  $p_i$  — отклонения давления от 900 гПа;  $i$  — номер точки. Погрешность расчета по уравнениям составляет в среднем около 2 гПа.

Расчет давления в выбранных точках моря обеспечивает при последующем анализе барического поля уверенное проведение изобар над морем, где метеорологическая информация отсутствует.

Если требуется восстановить значение давления в любой точке Охотского моря, может быть использован подход с аппроксимацией распределения давления какими-либо функциями географических координат. Вид аналитической функции может быть задан достаточно произвольно, но по возможности следует учесть особенности пространственной структуры барических полей над конкретным регионом. В частности, для Охотского моря предлагается, например, квадратичный полином вида

$$p(\varphi, \lambda) = \alpha_0 + \alpha_1\lambda + \alpha_2\varphi + \alpha_3\lambda\varphi + \alpha_4\lambda^2 + \alpha_5\varphi^2.$$

Данный вид функции позволяет воспроизвести (в зависимости от коэффициентов  $\alpha_0, \alpha_1, \dots, \alpha_5$ ) достаточно сложную структуру сглаженного барического поля (со средней ошибкой восстановления около 3 гПа). Основными элементами воспроизводимого поля являются характеристики меридионального и зонального переноса, положения ложбины и гребня или одного барического центра над морем.

Для подбора коэффициентов используются значения давления, измеренные на окружающих море метеорологических станциях с известными координатами. Здесь может быть применен метод наименьших квадратов, в основе которого лежит минимизация суммы квадратов отклонений давления на станции и рассчитанного по данному уравнению.

Недостатком предложенного метода, кроме частичного сглаживания полей давления, является необходимость для каждого нового поля заново решать систему уравнений, но зато после решения можно восстановить давление в любой точке поля. При использовании прогностических карт уравнение решается на прогностическом материале, и точность восстановления полей над морем будет тем выше, чем выше прогностическая способность гидродинамической модели, используемой для расчета давления.

### 2.3.2. О связи полей давления и ветра

Атмосферное давление определяет поля многих метеорологических элементов и в первую очередь ветра. Скорость ветра над морем имеет следующее выражение:

$$V = V_g K_r K_T,$$

где  $V_g$  — скорость геострофического ветра, равная  $(4,84/\sin \varphi)(dp/dn)$  (подразумевается скорость прямолинейного горизонтального движения воздуха при отсутствии трения при равновесии горизонтального барического градиента  $dp/dn$  и отклоняющей силы вращения Земли);  $K_r$  — коэффициент, учитывающий влияние центробежной силы, зависящий от широты места  $\varphi$ , кривизны и характера изобар (циклонический или антициклонический);  $K_T$  — коэффициент трения, зависящий от  $dp/dn$ ,  $K_r$  и  $\Delta T$  — разности температур воды и воздуха.

Направление ветра отклоняется от изобар в сторону низкого давления на угол, зависящий от  $V$  и  $\Delta T$ . Поле ветра подстраивается к полю давления с разницей во времени от 3 до 6 ч.

Простая схема воздушных течений Охотского моря может быть представлена с помощью средних многолетних карт атмосферного давления (см. рис. 2.2). Направление изобар характеризует направление среднего переноса, а барический градиент — его величину.

С ноября по март средний перенос воздушных масс имеет значительную интенсивность и направлен с суши на море (преобладает северная составляющая движения). В апреле—мае, наряду с уменьшением интенсивности переноса, о которой можно судить по разрежению изобар, изменяется его направление, которое можно охарактеризовать как неустойчивое с увеличением зональной составляющей движения.

Летом воздушные потоки перемещаются с моря на сушу (преобладает южная составляющая движения). В сентябре циркуляция переходит к зимнему режиму, который устанавливается уже с октября—ноября.

Практически все многообразие синоптических процессов на Охотском море по сезонам может быть сведено к нескольким типовым ситуациям, скорости ветра при которых будут определяться напряженностью барического поля [2]. Ветры скоростью 5 м/с и более возникают при северо-восточных (1-й тип), юго-восточных (2-й тип), юго-западных (3-й тип), западных (4-й тип), северо-западных (5-й тип) ветровых потоках, а также потоках, связанных с областями низкого давления с востока (6-й тип), юго-запада (7-й тип), запада (8-й тип), севера (9-й тип), антициклонами (10-й тип), циклонами (11-й тип). В последнюю группу входят циклоны, имеющие различную глубину и значимость с точки зрения формирования ветровых полей: глубокие, средние и слабые (одноцентровые и двухцентровые). Со слабыми циклонами, на долю которых приходится около 60 % общего числа, связаны, как правило, ветры скоростью до 15 м/с, со средними и глубокими — сильные ветры (15 м/с и более) и штормовые (20 м/с и более).

Отдельную группу составляют малоградиентные барические поля, благоприятствующие спокойной погоде с ветрами скоростью менее 5 м/с (12-й тип).

Преобладающий перенос воздушных масс, выявляющийся на средних картах атмосферного давления, создается зимой ветровыми полями, связанными с 1-, 5-, 6-м и частично (для западной половины моря) с 9-м и 11-м типами синоптических процессов (рис. 2.4 а, б), летом — с 2-, 3-, 8-, 10-м и частично 11-типами. Чаще всего над Охотским морем наблюдаются ветры скоростью 5 м/с и более, связанные с 11-, 6- и 8-м типами барических полей (рис. 2.4 в). Повторяемость остальных типов с такими ветрами — около 18 %. Зимой возрастает влияние циклонов, находящихся к востоку от Охотского моря (6-й тип), летом — к западу от него (8-й тип), что определяется термобарическим полем тропосферы над Восточной Азией.

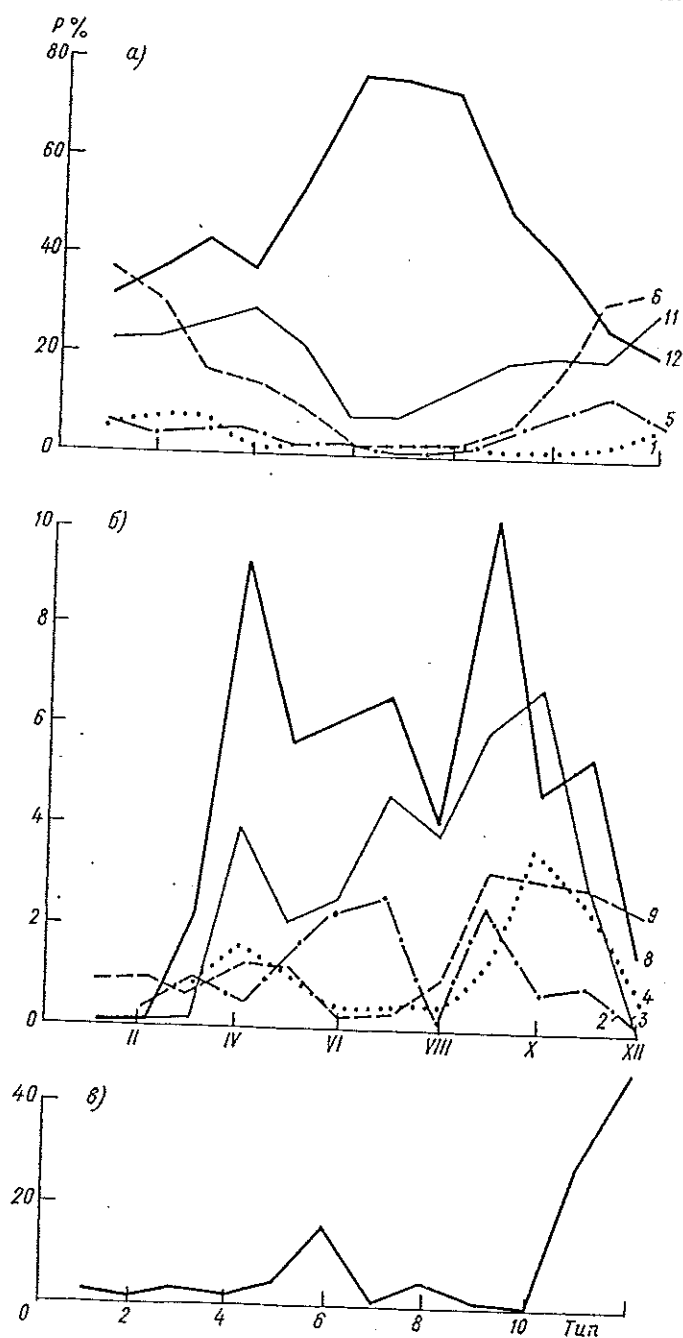


Рис. 2.4. Повторяемость  $P$  типовых барических полей (1—12) по месяцам (а, б) и за год (в).

Наибольшей продолжительностью отличаются северо-восточные (1-й тип) и северо-западные (6-й тип) ветровые потоки — до 40—60 ч в зимнее время. Летом она характерна для ветров с южной составляющей (например, 2-й и 3-й типы). Максимальная продолжительность отдельных типов, например циклонов, составляет 80 ч и более, вызывая длительные ухудшения погоды — снегопады, метели, штормовые ветры.

Усиление ветра до 15 м/с и более в течение года может быть вызвано любым из вышеперечисленных типов барических полей, за исключением 4-го (западные потоки), 10-го (антициклон над морем) и 12-го (малоградиентное поле), но наиболее ему благоприятствует выход глубоких и средних циклонов на Охотское море (11-й тип) и ложбина с востока (6-й тип).

Летом немногочисленные усиления ветра вызываются выходом средних циклонов на море (глубокие циклоны не отмечаются).

В переходные сезоны сильные ветры связаны как с выходом циклонов, так и с локализацией ложбин с юго-запада и северо-запада над акваторией моря (11, 7 и 8-й типы).

Зимой не бывает сильных ветров при юго-восточных и юго-западных потоках над морем (2-й и 3-й типы). В декабре, кроме этого, они отсутствуют при северо-восточных потоках и воздействии ложбины с юго-запада (1-й и 7-й типы), в январе—феврале — при ложбинах с северо-запада и севера (8-й и 9-й типы). Чаще всего усиления ветра обусловлены выходом глубоких и средних циклонов на Охотское море (более 90 % всех случаев с сильными ветрами), а также формированием ложбины с востока (6-й тип).

### 2.3.3. Ветровой режим

С ноября по февраль наиболее часты ветры скоростью от 5 до 10 м/с (37—46 %), вторые по повторяемости — ветры скоростью до 5 м/с, третьи — от 10 до 15 м/с (рис. 2.5). В марте увеличивается число случаев с маловетреной погодой, в апреле и октябре ветры скоростью от 0 до 5 и от 5 до 10 м/с равновероятны. Повторяемость в эти месяцы ветров скоростью от 10 до 15 м/с превышает 10 %.

С мая по сентябрь преобладают ветры скоростью до 5 м/с, причем в мае и сентябре на них приходится 55—49 % случаев, а в июне—августе — 73—76 %.

Повторяемость сильных ветров (15 м/с и более) над Охотским морем составляет в среднем за год около 10 %, зимой до 20 % (декабрь) и летом до 0,4 % (июнь). Ветров скоростью более 20 м/с в летние месяцы практически не бывает [3]. Годовой ход имеет вторичный максимум в апреле. Увеличение штормовых ветров (20 м/с и более) в сентябре связано с выходом глубоких тропических циклонов (тайфунов), возникновение которых определяется положением тропического фронта. С октября по январь тропический фронт приближается к экватору, с февраля по апрель практически отсутствует, в мае возникает вновь и наконец с июня по сентябрь занимает наиболее северное положение. Поэтому с октября по апрель тайфуны весьма редки. Волновые возмущения на тропическом фронте достигают развития вихря тем сильнее, чем дальше к северу лежит тропический фронт. Этим и объясняется уве-

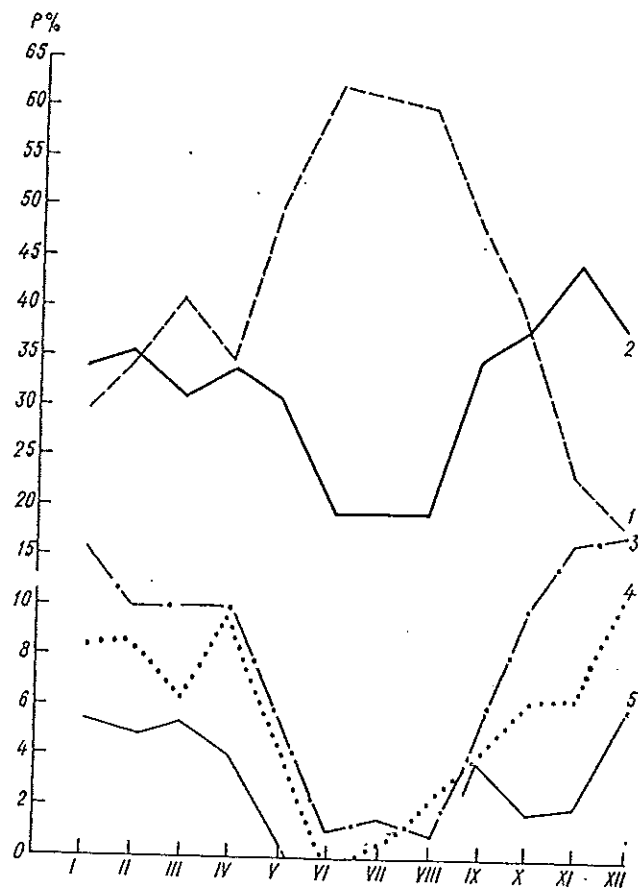


Рис. 2.5. Повторяемость  $P$  скоростей ветра по градам на Охотском море.

1) менее 5 м/с; 2) 5—10 м/с; 3) 10—15 м/с; 4) 15—20 м/с; 5) более 20 м/с.

личение числа тайфунов в летний период с максимумом в августе и сентябре [18].

Скорости ветра 50 %-ной обеспеченности (медианные значения) наиболее значительны в холодный период (рис. 2.6) с максимумом в декабре и феврале (9—11 м/с). Для апреля и октября практически для всей акватории Охотского моря они составляют 7—9 м/с, с мая по сентябрь — 4—6 м/с с минимумом в июле (4—5 м/с).

Наибольшие скорости ветра относятся к Курильским островам, южной оконечности п-ова Камчатка, северо-восточной части Охотского моря. Здесь, по вероятностным расчетам [17], 1 раз в 5 лет возможны скорости в порывах 35—39 м/с, 1 раз в 20 лет — 45—50 м/с, а в некоторых пунктах (Мыс Васильева, Симушир, Пестрая Дресва и др.) — до 55—66 м/с.

Изрезанность береговой линии и сложный рельеф побережья Охотского моря являются причиной местных особенностей ветрового режима [23, 34]. Следует особо отметить бору в зал. Пестрая Дресва (северо-восточная часть моря) — стремительное опускание выхолаженного над континентом воздуха со склонов сопков, окаймляющих залив с севера и запада. Скорость ветра нередко превышает 40 м/с. Бора возникает, когда над бассейном Колымы располагается гребень или ядро высокого давления, а над зал. Шелихова — барическая ложбина. В среднем за год бывает около 90 сут с борой.

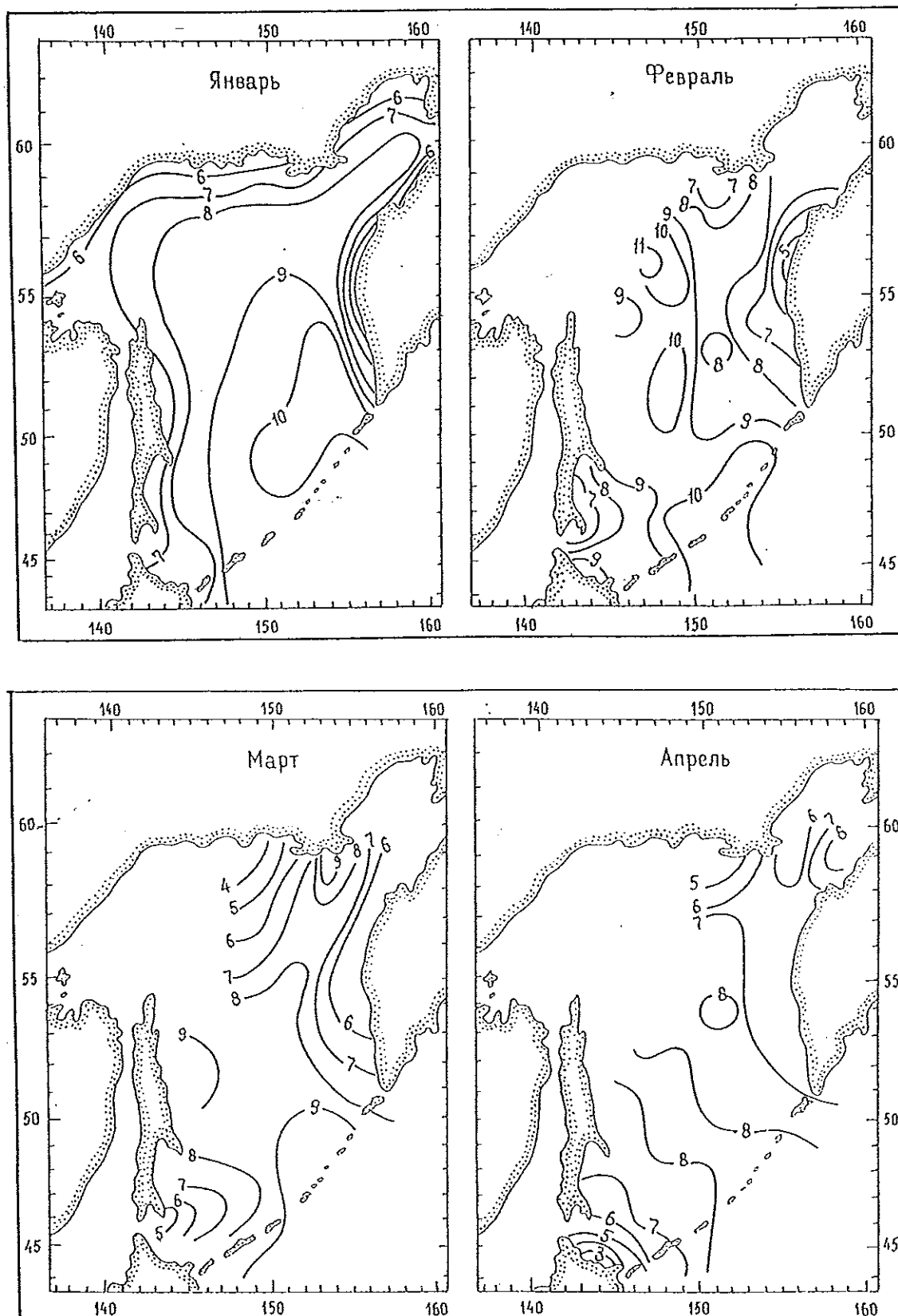


Рис. 2.6. Скорость ветра (м/с) 50 %-ной обеспеченности.

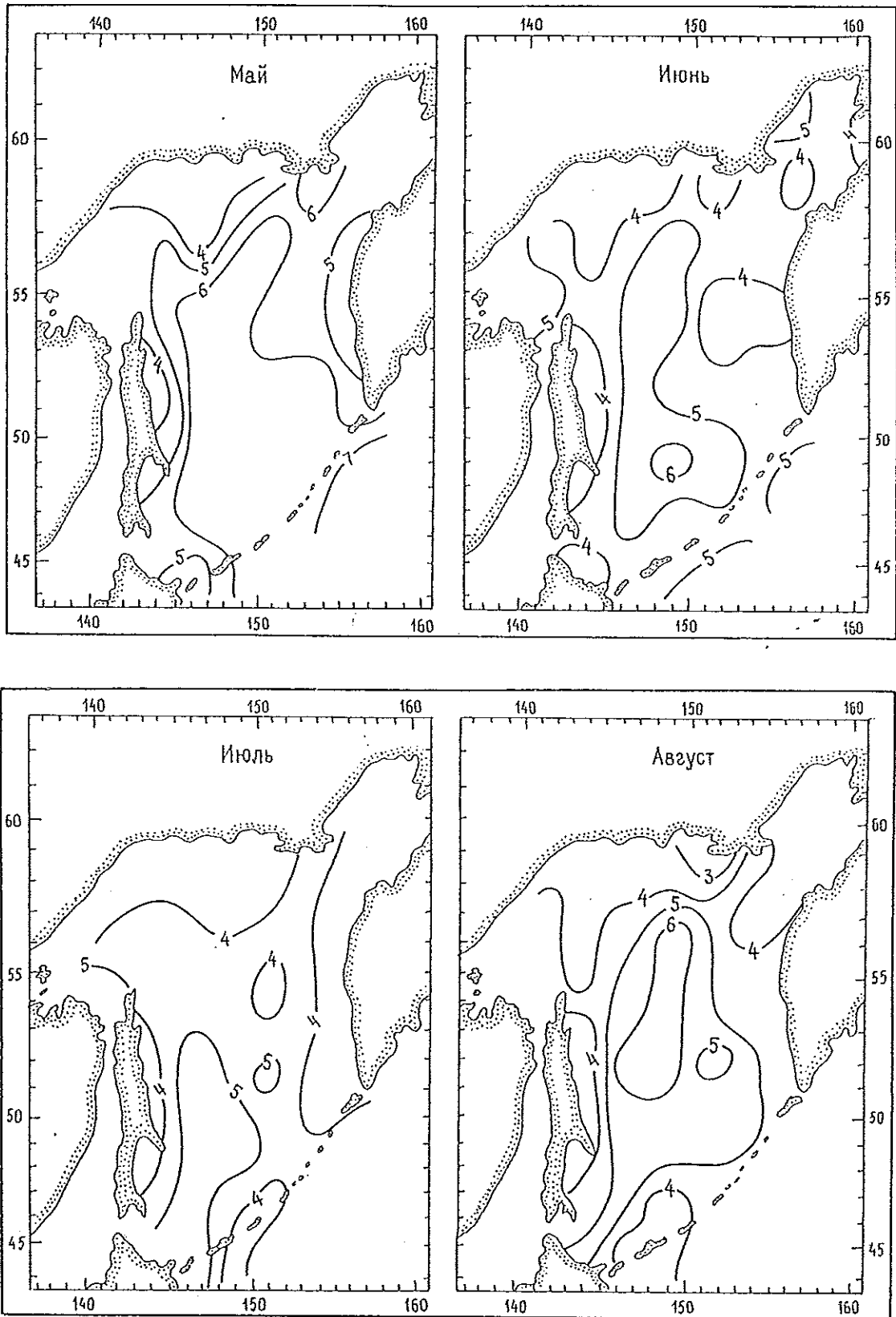


Рис. 2.6 (продолжение).

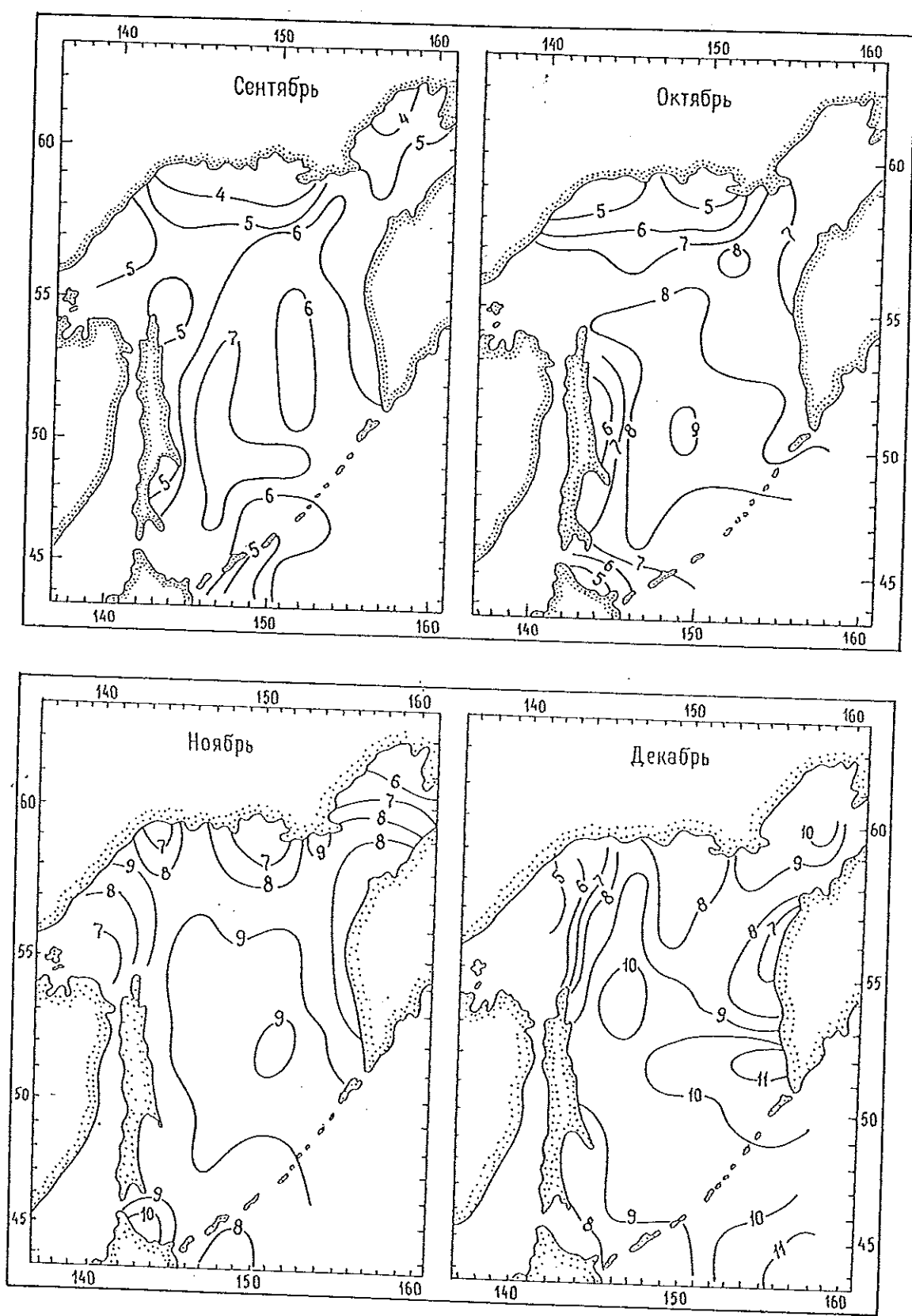


Рис. 2.6 (продолжение).

Наблюдается усиление ветра в узких местах, например при восточных и западных потоках в прол. Лаперуза. В прол. Невельского, наряду с усилением, ветры меняют направление: северо-восточные, северо-западные и западные ветры принимают северное направление, а юго-восточные и восточные — южное. У м. Лопатка сильные северо-западные и восточные ветры на 2—4 балла превышают ветры открытого моря.

Северо-восточная часть моря отличается наименьшей повторяемостью сильных ветров (12—14 %) (рис. 2.7 а), западная и южная — наибольшей (18—22 %). В восточной части моря их повторяемость не более 16 %, но здесь нередки ветры 20 м/с и более (5 %), тогда как для других районов около 4 %.

Максимальные скорости ветра в северо-восточной и западной частях моря составляют 25—30 м/с, в центральной и восточной частях — 30—35 м/с, на юге Охотского моря — 35—40 м/с и более. Самыми ветренными в холодный период являются декабрь и февраль со средними месячными скоростями соответственно 9,4 и 10,7 м/с [6, 7, 13]. В направлении от северных районов к южным средние скорости ветра увеличиваются, причем в северной половине моря они увеличиваются с востока на запад, в южной — с запада на восток.

Весной число сильных ветров по-прежнему велико, особенно в юго-восточной части моря, где повторяемость ветров скоростью  $\geq 15$  м/с составляет 16—20 % (рис. 2.7 б). Ее годовой ход имеет вторичный максимум в апреле, который для ветров скоростью 15—19 м/с превышает зимний. В мае вероятность сильных ветров резко снижается, а ветры скоростью 20 м/с и более чрезвычайно редки. Число штилей и слабых ветров увеличивается до 55 % [2, 3].

Повторяемость сильных ветров в летние месяцы (рис. 2.7 в) составляет около 2 %, а их скорости в большинстве случаев не превышают 20 м/с при максимуме 20—25 м/с [2]. Усиливаются, как правило, ветры южных направлений. В 95—96 % случаев скорости не превышают 10 м/с; 75—76 % случаев приходится на маловетренную погоду.

В конце сентября — октябре повторяемость сильных ветров возрастает до 10—12 % для центральной и южной акваторий моря (рис. 2.7 г). По сравнению с весенним периодом юго-восточная часть моря имеет значительно меньшую повторяемость. Наиболее штормовые районы осенью — южная и центральная части моря с повторяемостью сильных ветров 12 % (весной — 8—10 %).

Распределение ветров по направлениям показывает их связь с атмосферными процессами и, в частности, со сменой знака преобладающих барических систем над сушей и морем от зимы к лету и от лета к зиме. Зимой над Охотским морем господствует муссонный поток, обусловленный взаимодействием азиатского антициклона с алеутской депрессией. Летом муссонные потоки возникают вследствие взаимодействия летней азиатской депрессии и охотского антициклона, который наиболее обширен и устойчив в первую половину лета [21, 23]. Преобладающий над Охотским морем муссонный характер ветров весьма существенно нарушается выходом сюда континентальных и морских циклонов. Первые более характерны для теплого полугодия, вторые — для холодного.

Зимой наиболее часты над морем (рис. 2.8 а) ветры северной четверти (более 60 %). В его северо-

восточной части преобладает северо-восточное направление (около 40 %), в восточной — северо-западное и северо-восточное (28 и 24 % соответственно).

Для отдельных районов моря характерны северо-западные ветры. Повторяемость ветров других направлений значительно меньше, например юго-восточных и южных зимой — не более 10 % [6].

Наиболее сильные ветры обычно имеют преобладающее направление: в северной части — это ветры северной четверти, а на юге — западной. Реже других усиливаются южные ветры, приносящие зимой потепления и осадки.

Весной Азиатский материк постепенно прогревается, но замедленность процесса, особенно в северных районах, способствует более длительному сохранению здесь антициклонического режима циркуляции. Арктические вторжения также задерживают перестройку на летний режим.

Направления ветра, особенно в северной половине моря, вплоть до мая сохраняют черты зимнего ветрового режима [3, 14]. В южной части моря атмосферная циркуляция уже в апреле приобретает летний муссонный характер: южные ветры появляются сначала в юго-западной части моря, а к июню (рис. 2.8 б) становятся преобладающими над всей его акваторией. Летний муссон с морским умеренным воздухом приносит на Охотское море погоду с осадками, увеличенной облачностью, густыми туманами. Преобладание ветров южных румбов наблюдается главным образом в июне—июле, а в августе их количество начинает сокращаться. В июне—июле повторяемость ветров северных румбов составляет около 10 %, с ними на Охотское море поступает сравнительно сухой и теплый воздух с континента [18].

Осенью в силу небольшого теплозапаса материка его выхолаживание происходит быстро. Вторжения арктического холодного воздуха способствуют развитию антициклонических форм циркуляции над континентальными районами, что вызывает быстрый переход к зимнему ветровому режиму. Уже в сентябре северная часть моря испытывает воздействие материка в виде воздушных потоков северо-восточного (северо-восточная часть моря) и северного направления (северо-западная часть моря). В южных районах моря еще сохраняется летний ветровой режим с преобладанием ветров с южной составляющей. С октября над всей его акваторией практически устанавливается зимний ветровой режим с переносом воздушных масс с континента на море [3, 14]. Наиболее штормовые в течение всего года — южные и центральные районы Охотского моря.

Сильные ветры над Охотским морем в зимний период и связанные с ними неблагоприятные явления погоды (штормовое волнение, обледенение) затрудняют работу промыслового флота и заставляют прекращать лов рыбы и добычу морепродуктов, а в ряде случаев создают серьезную угрозу мореплаванию и могут приводить к авариям и гибели судов. При каждом типе ветровых полей имеются свои особенности в развитии волнения. Наибольшее развитие волны получают при прохождении глубоких циклонов через Охотское море, при устойчивых северо-восточных и северо-западных ветрах (1-й и 5-й типы), а также при положении области низкого давления к востоку (6-й тип).

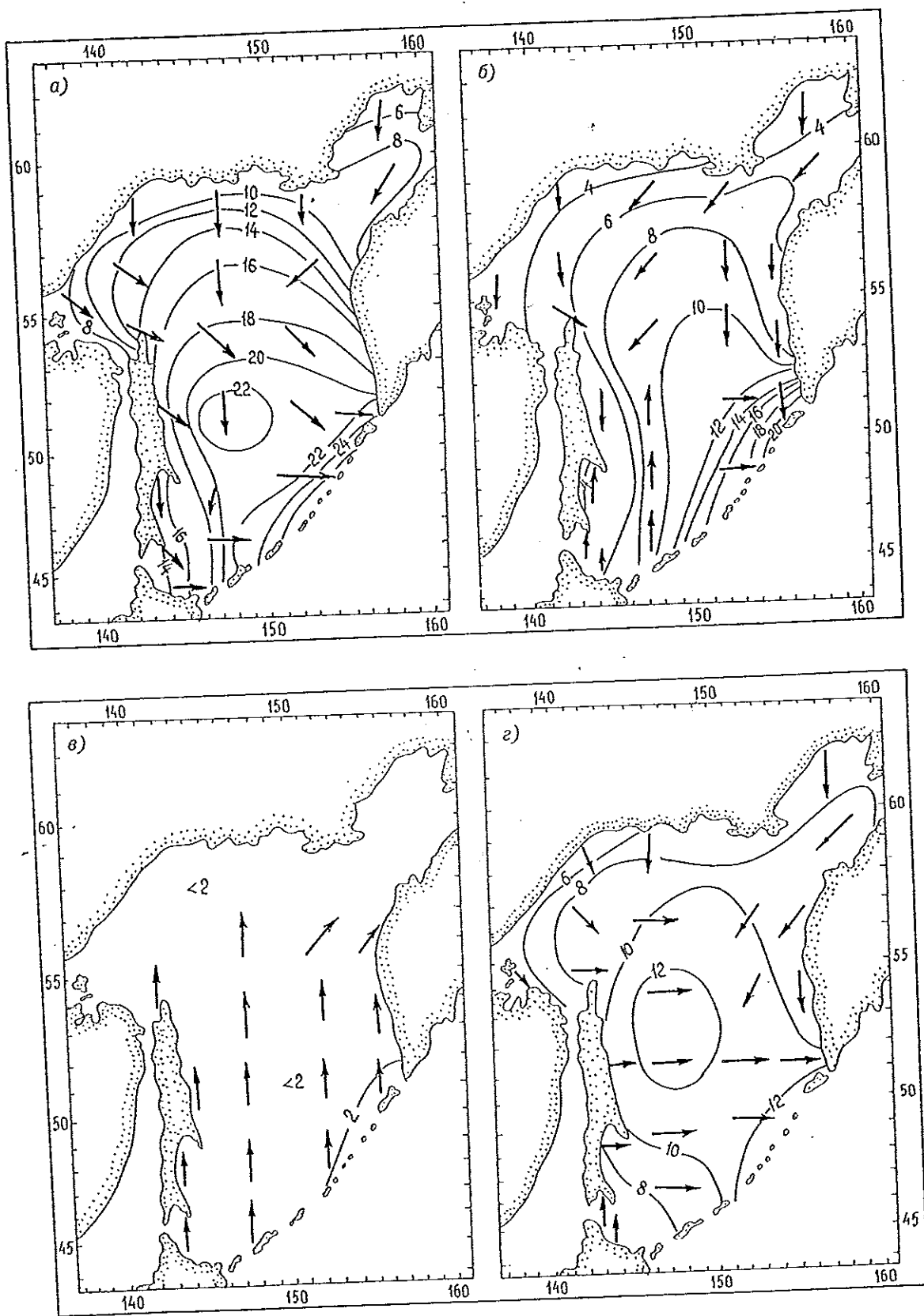


Рис. 2.7. Повторяемость (%) и преобладающее направление (указано стрелками) ветра скоростью 15 м/с и более в январе (а), апреле (б), июле (в) и октябре (г) [3].

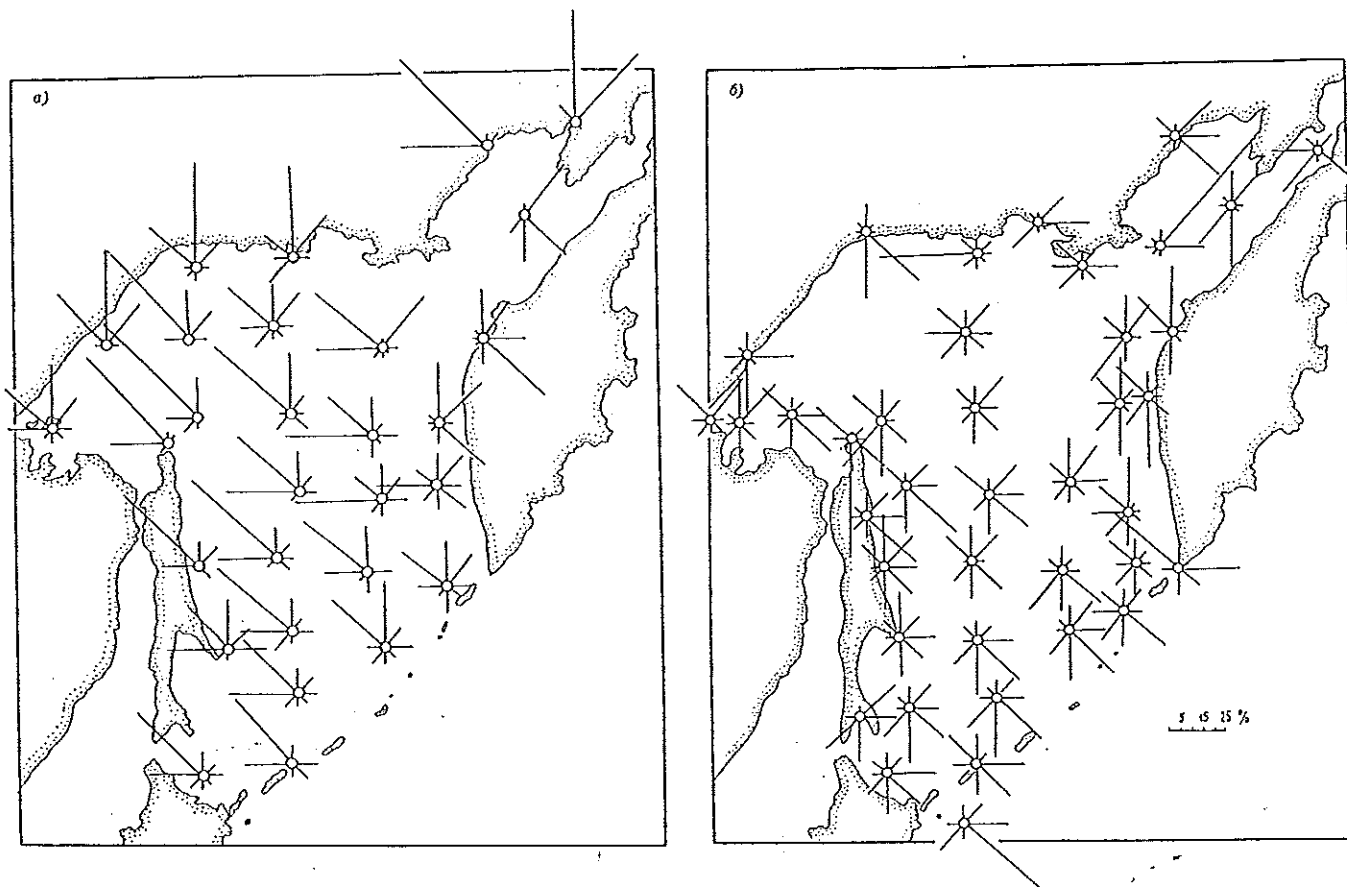


Рис. 2.8. Розы ветров Охотского моря в декабре (а) и июне (б) [14].

Над морем, где подстилающая поверхность однородна, основной вклад в формирование режима скоростей ветра принадлежит циркуляции атмосферы. Здесь наиболее четко выполняется связь между горизонтальным распределением атмосферного давления и ветром, согласно которой с достаточной точностью поле ветра может быть рассчитано по полю давления через горизонтальный барический градиент.

Штормовые ветры скоростью 20 м/с и более над Охотским морем следует ожидать при барических градиентах более 3,0 гПа/100 км. Скоростям от 15 до 20 м/с чаще соответствуют барические градиенты 2,1—3,0 гПа/100 км, от 5 до 15 м/с — градиенты 1,1—2,0 гПа/100 км. Ветры скоростью до 5 м/с наблюдаются при барических градиентах 1,1—2,0 гПа/100 км [6].

В южной части Охотского моря сильные ветры (15 м/с и более) наблюдаются при несколько меньших значениях барического градиента, чем в северной. Средние скорости ветра (м/с) при барическом градиенте 2 гПа/100 км и более могут быть приближенно оценены по барическому полю по формулам для северной части моря

$$V = 3,4\delta p/\delta n + 6;$$

для южной части моря

$$V = 4,4\delta p/\delta n + 4;$$

либо с помощью переходных коэффициентов, когда фактическая скорость рассчитывается умножением коэффициента на барический градиент (гПа/100 км).

Если синоптическая ситуация относится к штормовой, то для уточнения скорости рекомендуется использовать формулу

$$V = 10,6 + 3\delta p/\delta n,$$

которая позволяет рассчитывать максимальные скорости со средней погрешностью около  $\pm 3$  м/с [6, 7]. Кроме данных способов расчета скорости ветра над Охотским морем, разработаны более совершенные, основанные на использовании параметрических методов дискриминантного и регрессионного анализов, требующих определения характеристик атмосферы, наиболее благоприятствующих возникновению сильных ветров (градиента приземного давления и геопотенциала  $AT_{500}$ , лапласиана от приземного давления и геопотенциала  $AT_{500}$ , скорости ветра на  $AT_{850}$  и др.) [8].

#### 2.4. Термический режим и характеристика условий обледенения судов

Географическое положение Охотского моря определяет своеобразие его термического режима, который зависит не только от общих условий распределения солнечной радиации по широтам в течение года, но и от характера атмосферной циркуляции, существенно различающегося по сезонам. Большую роль играют процессы взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью континента и океана, которые накладывают свой отпечаток на трансформационные изменения свойств воздушных масс.

### 2.4.1. Температура воздуха

Средняя годовая температура воздуха в северной части (выше 50° с. ш.) Охотского моря отрицательна — нулевая изотерма проходит через центральную часть моря от южного Сахалина к середине западного побережья п-ова Камчатка. Общее понижение средней годовой температуры воздуха с юга на север Охотского моря составляет 8—10 °С (от 4—5 °С на юго-западе до -4...-5 °С в северо-восточной части моря) [14]. Годовые амплитуды средних месячных температур воздуха достигают наибольших значений в северо-западной части моря (30—36 °С). В южных районах моря (южнее 50° с. ш.) они уменьшаются практически наполовину — 15—18 °С. В целом от юго-восточных районов к юго-западным амплитуды повышаются, увеличивая континентальность климата в районах, граничащих с Азиатским материком.

Холодный период на Охотском море (со средней суточной температурой воздуха ниже 0 °С) имеет продолжительность от 123—136 сут за год (34—46 %) в наиболее теплом южном районе до 214—221 сут (59—60 %) на севере [15]. На большей части моря, за исключением прилегающей к Курильским островам акватории, период с отрицательной средней суточной температурой более длителен, чем с положительной (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Средняя месячная и годовая температура воздуха и продолжительность зимнего периода [5]

Станция	Средняя месячная температура воздуха, °С				Средняя годовая температура, °С	Продолжительность зимнего периода, сут
	I	IV	VII	X		
Тайгонос	-14,1	-5,7	10,0	-0,6	-2,6	211
Гижига	-22,2	-8,6	12,0	-5,6	-6,1	221
Пестрая Дресва	-20,8	-7,2	12,4	-3,6	-5,0	214
Нагаево	-18,2	-5,9	11,5	-2,4	-3,8	214
Охотск	-23,0	-5,8	11,8	-2,3	-5,0	212
Аян	-19,7	-3,8	11,4	0,4	-3,3	206
Чумикан	-23,7	-2,7	12,0	0,7	-3,9	197
Оха	-19,9	-4,2	12,6	2,6	-2,4	197
Пограничное	-18,3	-2,4	10,2	3,2	-2,0	188
Курильск	-5,8	1,5	13,6	8,8	4,3	123
Симушир	-4,8	0,4	8,6	6,8	2,5	136
Мыс Васильева	-5,5	-1,2	7,7	5,6	1,5	162
Мыс Лопатка	-6,2	-1,6	7,5	5,2	1,1	168
Ича	-13,2	-3,2	10,3	2,8	-1,0	188
Усть-Хайрюзово	-15,1	-4,5	11,1	1,4	-1,9	197

Средние температуры воздуха составляют в январе для широт 60, 55 и 50° с. ш. соответственно -14,6, -9,7, -6,3 °С, в июле — 13,6, 14,5 и 16,9 °С [5]. В открытой части моря широтные различия зимой незначительны, а в прибрежных районах составляют около 10 °С. Это свидетельствует о роли Охотского моря как нагревателя атмосферы в зимнее время и о наличии больших контрастов температуры между сушей и морем на одной и той же широте. Летом охлаждающее влияние Охотского моря, создающее пониженный температурный фон даже в самые жаркие месяцы, распространяется и

на прибрежные районы, где температура воздуха несколько выше, чем в открытой части моря.

Зимой континентальный воздух над северо-востоком Сибири настолько выхоложен, что в основной толще тропосферы его средние температуры становятся ниже температуры арктического воздуха, который формируется в более жестком радиационном режиме [29]. Перемещаясь на Охотское море в соответствии с генеральным переносом воздушных масс, сухой и очень холодный кУВ обуславливает морозную погоду, суровость которой увеличивается сильными ветрами.

Повторяемость числа дней с силой ветра 4 балла и более при отрицательных температурах воздуха составляет на юге моря от 47 до 72 % продолжительности зимнего периода, на севере — от 30 до 60 %. Общая продолжительность в часах равна 1500 на севере моря и 2500 на юге [15]. Охотское море передает некоторое количество тепла в воздух через лед, а также многочисленные разводья и льдины. Поэтому температура воздуха здесь даже в самые холодные месяцы выше, чем над рядом расположенным Азиатским материком.

На южные районы оказывает влияние водообмен с Тихим океаном через Курильские проливы, способствующий повышению температуры воздуха.

Основной особенностью зимнего поля средних месячных температур воздуха является формирование ложбинообразного изгиба изотерм вдоль восточного и западного побережья Охотского моря и термического гребня, направленного с Тихого океана через южные районы моря на его северную часть с раздвоением к северо-востоку и северо-западу (рис. 2.9 а). Указанные особенности наблюдаются уже с октября и сохраняются до марта включительно. Характерны значительные термические контрасты между материком и морем на одной и той же широте, особенно резко выраженные вдоль западного морского побережья, граничащего с Азиатским материком.

Ложбинообразный изгиб изотерм вдоль западного побережья моря является частью обширной ложбины холода, направленной от полюса холода северного полушария в Якутии (со средними температурами в январе около -50 °С) на районы Приморья. Восточная часть Охотского моря в зимний период оказывается под воздействием п-ова Камчатка, где средние месячные температуры воздуха увеличиваются от центральных районов полуострова к побережьям.

В северной части моря воздушные массы с материка быстро выхолаживают воды, особенно в относительно мелководных, глубоко вдающихся в сушу заливах. Это способствует здесь понижению температуры воздуха и создает зону отрицательных средних месячных значений уже в октябре. Но практически вся акватория моря находится еще под воздействием положительных температур воздуха, достигающих на юге 8—12 °С.

В ноябре нулевая изотерма отодвигается в центральную часть моря, в северной части средние месячные температуры воздуха понижаются до -8...-12 °С, причем зона отрицательных температур распространяется к северо-западу. Наиболее теплой остается юго-западная часть моря (4—6 °С), а в целом от октября к ноябрю средние месячные температуры воздуха понижаются на 10—12 °С на севере моря и на 6 °С в центральных и южных районах.

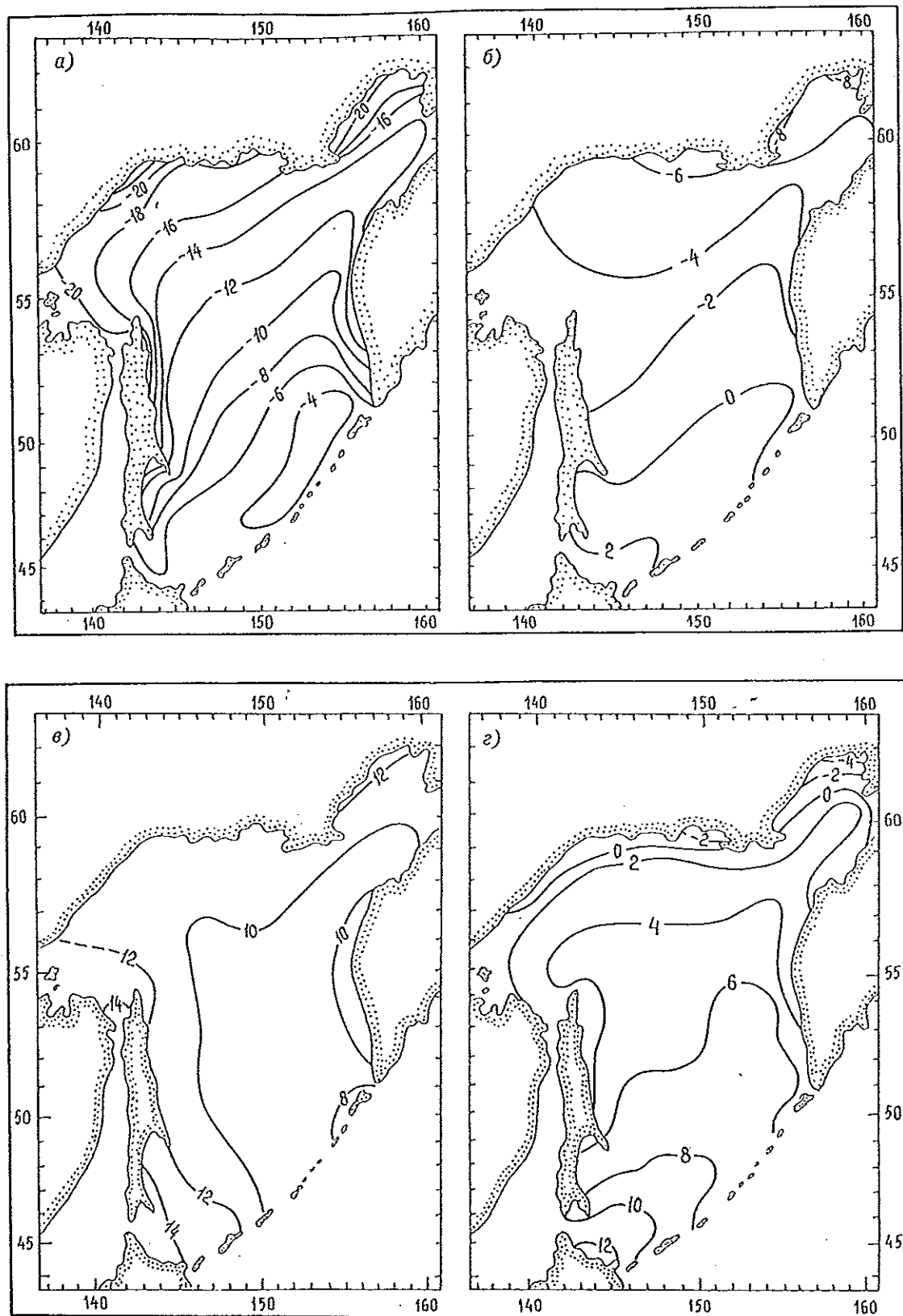


Рис. 2.9. Средняя месячная температура воздуха (°C) в январе (а), апреле (б), июле (в) и октябре (г).

В декабре практически над всем морем воздух имеет отрицательную температуру, за исключением небольшой области у берегов о. Хоккайдо. На юге моря средние месячные температуры воздуха составляют  $-2...-4^{\circ}\text{C}$ , на севере —  $(-10...-14)^{\circ}\text{C}$ , достигая у северной кромки моря  $-16...-18^{\circ}\text{C}$ . В сред-

нем от ноября к декабрю температуры понижаются на  $6^{\circ}\text{C}$ . Фон средних месячных температур воздуха в январе и феврале различается незначительно, над большей частью моря самым холодным месяцем является январь. Восточные и южные районы холоднее в феврале, о чем свидетельствует

кращение области, ограниченной изотермой  $-4^{\circ}\text{C}$  на юге, и понижение средних месячных температур от января к февралю у берегов п-ова Камчатка. В других районах моря начинается, хотя и слабый, рост средней температуры воздуха от января к февралю.

Градиенты средних месячных температур воздуха в течение зимы значительны над всем морем. Изотермы располагаются параллельно береговой линии и создают своего рода переходную зону от континентальных к морским районам. Изотермы сгущены также у берегов о. Сахалин и п-ова Камчатка.

Оттепели зимой, чаще всего носящие адвективный характер, связаны с выходом южных циклонов, вдоль восточной и северо-восточной периферии которых выносятся сравнительно теплый воздух (мУВ) с Тихого океана. Температура воздуха может стать положительной даже в самые холодные месяцы практически во всех районах Охотского моря.

В марте быстро увеличивается поступление солнечной радиации и начинает повышаться температура воздуха. Это особенно заметно на севере Охотского моря, на юге же средние месячные температуры продолжают оставаться на уровне февральских. Уменьшаются термические контрасты над морем: разности средних месячных температур воздуха между северными и южными районами в марте составляют  $8-10^{\circ}\text{C}$  против  $16-18^{\circ}\text{C}$  в декабре—феврале.

В конце месяца начинается перестройка атмосферной циркуляции. Устойчивость погоды над континентом еще значительна, но интенсивность азиатского антициклона ослабевает и наблюдается быстрое перемещение подвижных циклонов и антициклонов с запада на восток. Вместе с изменением атмосферной циркуляции и радиационного режима меняется распределение средней месячной температуры воздуха. Уже в апреле (рис. 2.9 б) в южной части моря появляется область положительных ее значений. На севере рост температуры идет быстрее и составляет от марта к апрелю  $8-10^{\circ}\text{C}$  (на юге — около  $4^{\circ}\text{C}$ ).

Положительные средние суточные температуры воздуха на юге моря отмечаются практически в течение всего апреля: в начале месяца на крайнем юго-западе, в конце — на  $50^{\circ}$  с. ш., а в 3-й декаде апреля и двух декадах мая — в центральной части моря.

У берегов п-ова Камчатка и о. Сахалин средние суточные температуры воздуха положительны уже в начале мая. Но с удалением от побережья даты перехода бывают более поздние, причем над западной частью моря (выше  $50^{\circ}$  с. ш.) область отрицательных средних суточных температур сохраняется до 20 мая, над восточной — до 10 мая. В датах перехода различия бывают больше всего в районах, прилегающих к Азиатскому материку, здесь с вероятностью 10% отклонения от средних дат составляют около недели [15].

Весной область положительных средних месячных температур воздуха быстро продвигается к северу. Если в марте температура отрицательна над всем морем, а в апреле над его большей частью, то в мае только на северо-востоке моря отмечаются значения около  $0^{\circ}\text{C}$ , а над всей остальной акваторией температура воздуха положительна.

В целом же весной температура воздуха над морем повышается гораздо медленнее, чем над соседними континентальными районами. Этому способствуют холодные водные массы, покрытые плавающими льдами, на таяние которых расходуется много тепла.

К июню перестройка атмосферной циркуляции на летний режим заканчивается. На картах летних изотерм (рис. 2.9 в) градиенты температуры уменьшаются. У побережья температура воздуха выше, чем в открытом море. Средние месячные температуры воздуха в июне составляют около  $6^{\circ}\text{C}$  (на юго-западе  $8-10^{\circ}\text{C}$ ), в июле — около  $10-11^{\circ}\text{C}$  в открытой части моря и около  $12^{\circ}\text{C}$  у всех побережий за исключением восточного, в августе — около  $12^{\circ}\text{C}$  (в западной части моря  $14-16^{\circ}\text{C}$ ).

В первой половине лета поверхность холодного моря способствует развитию антициклогенеза, но ее влияние не решающее и проявляется не непосредственно, а путем воздействия на структуру барического поля тропосферы, которая в свою очередь определяет преобладающие траектории барических образований и районы преимущественного цикло- и антициклогенеза [25].

Средние месячные температуры воздуха в июле и августе мало отличаются, в открытом море различия не превышают  $1-2^{\circ}\text{C}$ . Но все же август практически над всей акваторией моря — самый теплый месяц с наибольшими средними месячными температурами в юго-западной части моря и относительно низкими — в северо-восточной (соответственно  $14-16$  и около  $10^{\circ}\text{C}$ ). В целом западная часть моря теплее восточной. Пограничной является изотерма  $12^{\circ}\text{C}$ , которая направлена с севера на юг моря примерно вдоль меридиана  $148^{\circ}$  в. с отклонением к западу в северной части моря (у широты  $56^{\circ}$  с.).

В сентябре средние месячные температуры воздуха над всей акваторией выше, чем в июне: на  $2-4^{\circ}\text{C}$  в северных районах и на  $6^{\circ}\text{C}$  в южных. Их фон сравним с июльским, но резко различается пространственная ориентация изотерм. Если в июле (как и в другие летние месяцы) наиболее низки средние месячные температуры в центральных районах моря, а наиболее высоки в районах, близких к побережью (т. е. имеет место термическая ложбина, направленная с Тихого океана на центральные и северные районы Охотского моря), то в сентябре вместе с охлаждением материка сначала охлаждаются прилегающие к нему районы моря, центральная часть которого остается наиболее теплой. В конце осени начинается формирование термического гребня над Охотским морем и термических ложбин над прилегающими континентальными районами, и в октябре поле температуры приобретает зимние черты (рис. 2.9 г).

Переход средних суточных температур воздуха к отрицательным значениям начинается на севере моря в 3-й декаде октября, а на крайнем севере у береговой черты в начале 2-й декады, в центральной части моря во 2-й декаде ноября и к концу 3-й декады в южных районах [29]. У берегов о. Сахалин переход через  $0^{\circ}\text{C}$  происходит в конце октября — начале ноября, у западного побережья п-ова Камчатка — к 1-й декаде ноября. Число дней со средней суточной температурой воздуха ниже  $0^{\circ}\text{C}$  резко уменьшается с севера на юг. Средние суточные температуры  $-20^{\circ}\text{C}$  и ниже в южной части моря зимой не отмечаются, на севере и северо-западе их повто-

риемость достигает 10—17 % с увеличением к северо-востоку и западу, где в глубоко вдающихся в материк бухтах возможны средние суточные температуры  $-30...-35^{\circ}\text{C}$  и ниже.

Дни с температурой  $20^{\circ}\text{C}$  и выше летом на севере моря отмечаются не ежегодно, на западе — от 1 до 21 (Оха), на юго-западе (в районе Курильска) — более 35. На юго-востоке таких дней практически не бывает — здесь в подавляющем большинстве случаев летом средние суточные температуры не превышают  $10^{\circ}\text{C}$ .

В табл. 2.2 и 2.3 приведены экстремальные температуры, измеренные в пунктах побережья. Средняя минимальная температура воздуха в большинстве из них ниже средней суточной на  $3-4^{\circ}\text{C}$ , у южной оконечности п-ова Камчатка — на  $0,7-2,3^{\circ}\text{C}$ .

В северной части моря, особенно подверженной холодным вторжениям, зимой средняя из минимальных температур опускается до  $-35...-43^{\circ}\text{C}$ , а в южных районах, находящихся под влиянием Тихого океана, она составляет  $-12...-16^{\circ}\text{C}$  (см. табл. 2.2). Аналогичным образом изменяются средние

минимальные температуры воздуха весной и осенью. Летом, наоборот, самыми низкими минимальными температурами отличаются южные районы, самыми высокими (благодаря тепляющему воздействию материка) — северные районы.

Абсолютные минимумы отрицательны в большинстве месяцев, летом достигают  $1-2^{\circ}\text{C}$ . На севере они достигают  $-36...-51^{\circ}\text{C}$  (январь) и даже в апреле  $-34...-40^{\circ}\text{C}$ . В южных районах моря ниже  $-16^{\circ}\text{C}$  температура воздуха зимой не опускается, а летом составляет от  $-2^{\circ}\text{C}$  в юго-западной части до  $0-1^{\circ}\text{C}$  в юго-восточной.

Максимальная температура во все месяцы года достигает положительных значений практически над всей акваторией моря (см. табл. 2.3). В периоды потеплений, связанных зимой с вторжением мУВ с Тихого океана, на юге моря температура может повышаться до  $12-14^{\circ}\text{C}$ , на севере — до  $2-7^{\circ}\text{C}$ . И только на крайнем северо-западе, где море глубоко вдается в Азиатский материк, абсолютный максимум зимой выше  $-2...-3^{\circ}\text{C}$  не отмечался.

Таблица 2.2

Минимальная температура воздуха,  $^{\circ}\text{C}$

Станция	Январь			Апрель			Июль			Октябрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Тайгонос	-17,1	-26	-34	-8,8	-17	-22	6,8	3	-2	-3,4	-12	-15
Пестрая Дресва	-23,2	-31	-39	-11,2	-20	-26	9,0	4	0	-5,8	-15	-22
Нагаево	-20,6	-30	-36	-9,7	-18	-32	9,6	5	1	-5,2	-14	-18
Охотск	-26,1	-35	-40	-10,9	-21	-34	9,2	6	2	-5,8	-15	-21
Аян	-23,5	-31	-41	-8,4	-16	-26	8,6	5	0	-3,7	-12	-27
Чумикан	-26,3	-34	-42	-7,5	-19	-28	8,3	3	-1	-2,8	-13	-27
Оха	-23,8	-33	-42	-8,9	-21	-29	8,5	4	-1	-0,7	-8	-14
Пограничное	-23,5	-33	-43	-7,1	-19	-31	6,4	1	-4	-1,2	-9	-15
Курильск	-8,3	-16	-24	-1,3	-9	-14	9,8	4	-2	4,8	-2	-6
Симушир	-7,0	-12	-22	-1,9	-6	-11	5,4	3	-1	3,9	0	-3
Мыс Васильева	-7,2	-13	-22	-2,8	-9	-18	5,6	3	0	3,3	-1	-5
Мыс Лопатка	-6,9	-12	-22	-3,3	-8	-12	5,6	3	0	3,1	-1	-5
Ича	-16,8	-27	-36	-6,6	-16	-27	7,8	4	1	-0,2	-7	-12
Усть-Хайрюзово	-19,4	-33	-42	-9,0	-22	-30	7,6	3	0	-1,7	-9	-14

Примечание. 1 — средний минимум; 2 — средний из абсолютных минимумов; 3 — абсолютный минимум.

Таблица 2.3

Максимальная температура воздуха,  $^{\circ}\text{C}$

Станция	Январь			Апрель			Июль			Октябрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Тайгонос	-12,3	-2	4	-3,3	2	6	13,5	21	26	1,9	7	16
Пестрая Дресва	-18,4	-6	2	-4,2	3	8	15,5	23	29	-1,0	8	12
Нагаево	-15,7	-6	7	-2,1	3	8	15,1	22	26	0,6	8	12
Охотск	-19,8	-8	3	-1,5	5	9	14,8	23	31	1,7	10	16
Аян	-16,3	-8	-3	-0,2	8	17	14,8	25	33	4,3	13	19
Чумикан	-21,0	-12	-2	2,0	10	17	17,2	31	35	4,8	15	21
Оха	-16,4	-5	5	-0,5	8	15	17,6	30	36	6,3	16	22
Пограничное	-12,0	-3	7	1,9	13	22	14,7	27	35	8,6	18	25
Курильск	-2,3	4	13	5,3	14	21	17,6	26	31	12,5	18	22
Симушир	-2,4	3	14	3,5	11	18	13,0	23	29	10,2	18	22
Мыс Васильева	-3,4	2	12	0,5	3	10	10,5	17	22	7,7	11	15
Мыс Лопатка	-4,4	0	3	-0,2	3	10	9,8	14	21	7,2	11	16
Ича	-9,3	0	7	0,1	6	13	13,1	20	29	5,8	12	16
Усть-Хайрюзово	-10,9	0	6	-0,8	6	13	14,9	23	30	4,6	11	16

Примечание. 1 — средний максимум; 2 — средний из абсолютных максимумов; 3 — абсолютный максимум.

Северная и северо-западная части моря, примыкающие к выхолаженному Азиатскому материку, зимой отличаются наиболее суровыми термическими условиями — средние максимумы наиболее теплых периодов суток составляют здесь около  $-20^{\circ}\text{C}$ . Над прилегающей континентальной частью, где формируется КУВ, во время так называемых сибирских оттепелей температура воздуха в Якутии может повыситься на  $25-30^{\circ}\text{C}$  и составить около  $-20^{\circ}\text{C}$ . Летом средние максимальные температуры воздуха превышают  $20^{\circ}\text{C}$  практически над всей акваторией моря, кроме юго-восточной части ( $14-17^{\circ}\text{C}$ ). Самые высокие температуры имеют место на западе и юго-западе Охотского моря ( $31-36^{\circ}\text{C}$ ) при среднем максимуме около  $30^{\circ}\text{C}$  (июль). Здесь же наиболее высокие средние максимумы температуры воздуха наблюдаются весной и осенью: в юго-западной части моря они достигают  $11-14^{\circ}\text{C}$  весной и  $18^{\circ}\text{C}$  осенью. Абсолютный максимум выше осенью ( $21-25^{\circ}\text{C}$ ), чем весной ( $18-22^{\circ}\text{C}$ ).

Юго-восточные районы моря, расположенные ближе других к Тихому океану, испытывают влияние летнего муссона. В силу этого абсолютный максимум здесь ниже, чем в более северных районах ( $21-22^{\circ}\text{C}$ ), а средние максимальные значения составляют около  $10^{\circ}\text{C}$ .

Над открытой частью моря экстремальные температуры могут отличаться от зафиксированных на побережье; станции в первом приближении характеризуют фон температур в различных районах моря, который в большей степени обусловлен влиянием Азиатского материка и акватории Тихого океана.

Параметром, отражающим взаимодействие моря с атмосферой и трансформацию воздушных масс, является разность температуры воды и воздуха.

Средняя годовая температура поверхности воды Охотского моря составляет от  $2-3^{\circ}\text{C}$  на севере до  $5-7^{\circ}\text{C}$  на юге, что превышает значения средней годовой температуры воздуха. Разность между ними достигает на севере  $5-7^{\circ}\text{C}$ , на юге  $2^{\circ}\text{C}$ .

Средние месячные температуры поверхности воды (рис. 2.10) положительны с мая по ноябрь. В годовом ходе максимум имеет место в августе, минимум — в феврале или даже марте, когда практически вся поверхность Охотского моря характеризуется отрицательными температурами, достигающими  $-1,0...-1,8^{\circ}\text{C}$  [18]. Наиболее теплым районом является прилегающая к Курильским островам акватория Охотского моря, где температуры положительны в течение всего холодного периода.

Характерной особенностью поля средних месячных температур поверхности воды Охотского моря является термический гребень, направленный от южных районов моря к северным. В течение года меняется лишь его ориентация и направленность: с мая по декабрь включительно он ориентирован с юго-запада на север, а в январе—апреле — с юга на север. Наименьшую площадь термический гребень занимает в июне—июле и феврале—марте, а наиболее обширным становится в октябре и ноябре.

С ноября по апрель на всей акватории Охотского моря отмечаются положительные разности температур вода—воздух и достигают наибольших значений в декабре—феврале с максимумом в январе:  $4-6^{\circ}\text{C}$  на юге,  $10-12^{\circ}\text{C}$  в центральной части моря и  $18-20^{\circ}\text{C}$  на севере. Вследствие этого тепловой поток над морем направлен из океана в атмосферу: для северной части моря в течение 8 мес (сентябрь—

апрель), для остальных районов в течение 6 мес (ноябрь—апрель). Следовательно, Охотское море не только в южной, но и в северной своей части, несмотря на ледяной покров, оказывает обогревающее влияние на воздушные массы, сменяющиеся в соответствии с зимним муссоном на его поверхность.

С мая по август (для южной части моря с мая по октябрь) тепловой поток направлен из атмосферы в океан. Интенсивность этого потока невелика. В августе отрицательные разности температур вода—воздух составляют  $2-4^{\circ}\text{C}$  на севере и  $3-5^{\circ}\text{C}$  на юге. В теплый период холодное Охотское море способствует дополнительному охлаждению воздушных масс, сменяющихся как с материка, так и с Тихого океана, что повышает их устойчивость. Поэтому в теплый период, особенно в первую половину лета, над Охотским морем большой повторяемостью отличается облачная с моросью и густыми туманами погода.

#### 2.4.2. Характеристика условий обледенения судов

В период с ноября по апрель, а в северной части моря по май включительно наблюдаются гидрометеорологические условия, способствующие обледенению судов, находящихся в Охотском море. Здесь обледенение отмечается значительно чаще, чем на других дальневосточных морях, достигает опасных градаций с обширным распространением по акватории.

Типичными условиями для обледенения судов являются: температура воздуха ниже  $-4^{\circ}\text{C}$ , температура воды ниже  $3^{\circ}\text{C}$ , скорость ветра более  $10\text{ м/с}$ . Увеличивает опасность обледенения наличие парения моря, тумана, атмосферных осадков. Обледенение возникает даже при слабых ветрах, иногда и в безветренную погоду. Велика вероятность обледенения при нахождении судна в прибрежной зоне и у ледяной кромки, когда ветер направлен со стороны охлажденной поверхности суши или льда [27].

В ноябре обледенению могут подвергаться суда, находящиеся практически в любом районе Охотского моря, кроме южной, прилегающей к Большой Курильской гряде акватории, где температуры воздуха положительны. Опасных значений обледенения в ноябре достигает только в северо-восточной части моря с вероятностью  $5-10\%$ , а над остальной акваторией отмечается медленное обледенение. Следует учитывать, что медленное обледенение, наблюдающееся при атмосферных осадках, тумане, мороси (пресноводное обледенение), может привести к образованию пресного льда, который обладает большой прочностью и силой сцепления.

Наиболее опасным для судов, находящихся в открытом море, является период с декабря по февраль. В декабре почти вся акватория Охотского моря еще свободна ото льда, за исключением северной и западной кромки моря. Над открытой частью моря велика повторяемость штормовой погоды при низких отрицательных температурах воздуха. Вероятность очень быстрого обледенения в декабре составляет  $15-20\%$  в центральной части моря. Ниже  $50^{\circ}$  с. ш. очень быстрое обледенение судов вероятно только в западной части моря у берегов о. Сахалин. Наибольшая интенсивность обледенения отмечается в январе — вероятность очень сильного обледенения достигает  $20-25\%$  в открытой части моря и  $5-10\%$  с приближением к береговой черте и ледяной кромке. Площадь свободной ото льда поверхности моря по сравнению с предыдущим месяцем

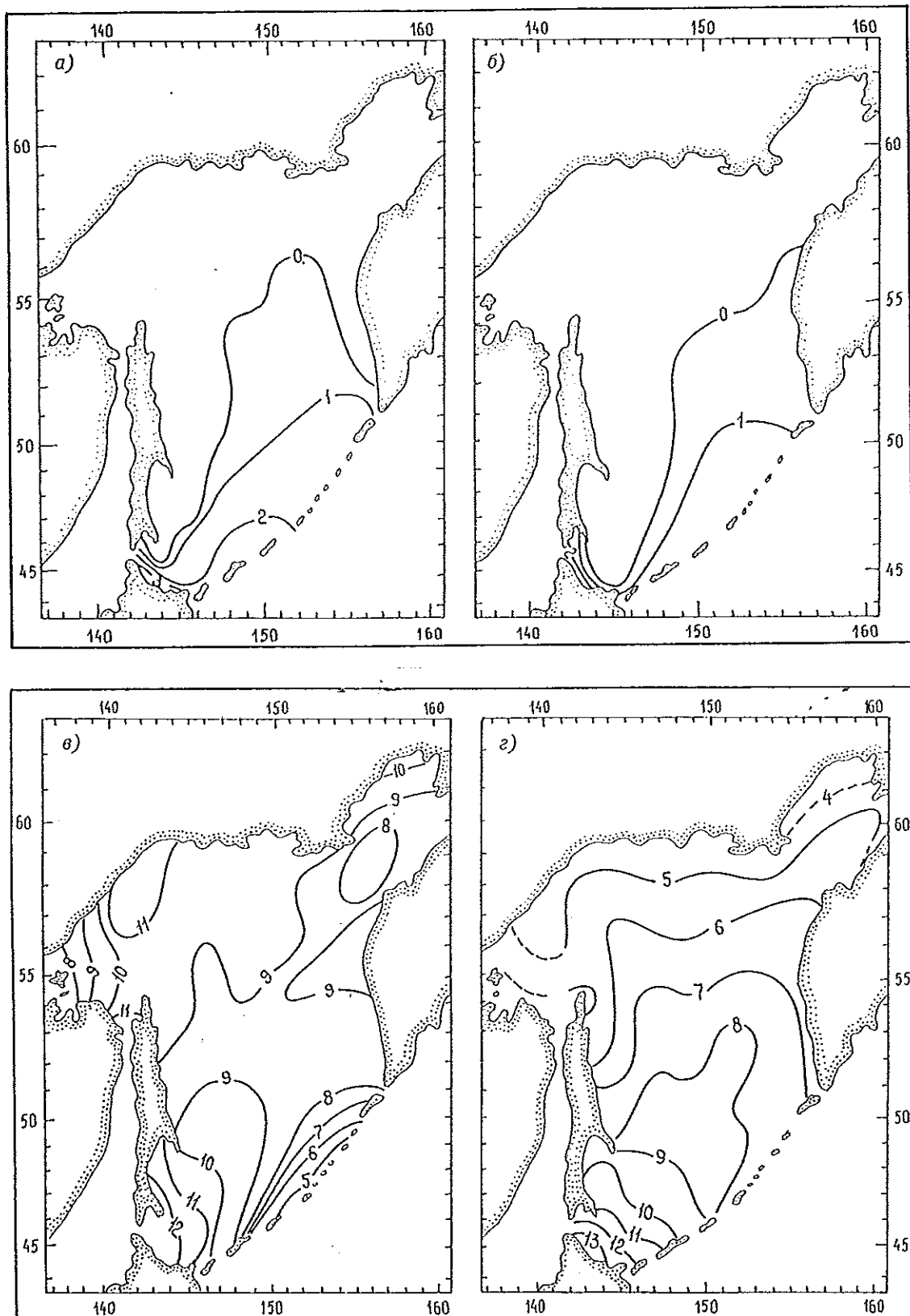


Рис. 2.10. Средняя месячная температура поверхности воды (°C) в январе (а), апреле (б), июле (в) и октябре (г).

значительно сокращается. В феврале происходит дальнейшее увеличение площади ледяного покрова. Свободной ото льда остается южная, а также восточная часть моря ниже  $57^{\circ}$  с. ш., прилегающая к п-ову Камчатка. Область очень быстрого обледенения с вероятностью 15—20 % располагается выше  $50^{\circ}$  с. ш. На юге моря интенсивность обледенения уменьша-

ется, хотя и здесь может наблюдаться очень быстрое обледенение с вероятностью 5—10 %, но в большинстве случаев суда испытывают быстрое обледенение. Последнее представляет серьезную угрозу безопасности крупных судов водоизмещением до 800—1000 т и является стихийным явлением погоды для судов меньшего водоизмещения.

В марте очень быстрое обледенение возможно только у кромки льда около 55° с. ш. в ограниченном районе плавания. В апреле над открытой частью моря суда могут испытывать медленное обледенение, вероятность которого изменяется от 5—10 % в заливах Терпения и Анива у берегов о. Сахалин до 20—25 % в открытой части моря; в районе Курильских островов обледенение не отмечается.

Наиболее велика угроза обледенения в тыловой части хорошо развитых циклонов при адвекции холодного воздуха, которая сопровождается сильными ветрами преимущественно северо-западного направления. Зона обледенения в тылу циклонов располагается на некотором удалении от холодного фронта, где температура воздуха понижается до значений, благоприятствующих обледенению, а волнение достигает максимального развития.

В случае окклюзированных циклонов при скорости ветра более 10—12 м/с и температуре воды от 2 до 5 °С обледенение может начаться и вблизи циклона [12].

Реже обледенение связано с передней частью циклона. Здесь важную роль играет префронтальное усиление ветра (перед теплым фронтом или фронтом окклюзии по типу теплого). Может наблюдаться обледенение при адвекции очень холодного континентального воздуха в передней части гребня сибирского антициклона. При одних и тех же гидрометеорологических условиях наиболее интенсивное обледенение будет при следовании судна против ветра под углом к нему 15—45°.

## 2.5. Режим увлажнения

Климат в значительной мере характеризуется режимом увлажнения. Водяной пар, содержащийся в воздухе, воздействует на тепловой режим атмосферы двумя путями. Во-первых, вода и водяной пар обладают наиболее интенсивными и широкими полосами поглощения в инфракрасном диапазоне солнечной и земной радиации, что способствует перераспределению энергии. Во-вторых, при фазовых переходах выделяется или поглощается тепло. В процессе конденсации влаги атмосфера получает почти столько же тепла, сколько от поглощения коротковолновой солнечной и длинноволновой земной радиации [5]. По влагосодержанию воздушных масс можно оценить запасы энергии в виде скрытой теплоты конденсации.

Влагосодержание воздушных масс определяется как условиями атмосферной циркуляции, так и физико-географическими особенностями. Охотское море на востоке отделено от Тихого океана хребтами п-ова Камчатка, что существенно затрудняет воздухообмен с основным источником увлажнения. В южной части моря, напротив, обеспечивается практически свободный доступ воздушных масс с Тихого океана, наиболее активный в период развития летнего муссона. В зимнее время на режим увлажнения большое влияние оказывает перемещающийся с Азиатского материка кУВ, обладающий малым влагосодержанием и низкими температурами воздуха. В то же время южные районы находятся на пути движения активных циклонов, с которыми на море вторгаются массы мУВ с увеличенным влагосодержанием. Для характеристики влагосодержа-

ния обычно используют наряду с другими показателями парциальное давление водяного пара и относительную влажность воздуха.

### 2.5.1. Парциальное давление водяного пара

Среднее годовое парциальное давление водяного пара изменяется от 8 гПа на юго-западе до 5 гПа на севере моря, т. е. в небольших пределах [14]. С ростом температуры воздуха возрастает способность атмосферы удерживать водяной пар. Поэтому его парциальное давление выше, чем зимой, поскольку более высокие температуры обуславливают большую влажность воздуха.

Среднее месячное парциальное давление водяного пара в декабре—феврале над акваторией Охотского моря невелико и составляет 0,7—4,0 гПа. Оно убывает в основном с юга на север и от открытой части моря к побережью. Наименьшее парциальное давление в южной части моря характерно для февраля (около 3 гПа), в северной — для января (0,7—1,3 гПа).

В марте влагосодержание слабо возрастает. С апреля по июнь парциальное давление водяного пара увеличивается на 2,5—3,0 гПа за месяц. Средние месячные значения в апреле составляют 3,0—4,5 гПа (на юге до 5 гПа), в мае — 5—8 гПа, в июне — 8—11 гПа. Среднее месячное парциальное давление водяного пара в июле—сентябре наибольшее с максимумом в августе (10—18 гПа). Разность между наибольшими и наименьшими значениями парциального давления водяного пара летом составляет 7—8 гПа (июль—август), зимой — около 3 гПа. Это соотношение сохраняется с декабря до июня.

Осенью с понижением температуры воздуха убывает содержание водяного пара в воздухе. В октябре на севере Охотского моря его парциальное давление уменьшается до 4—7 гПа, в ноябре — до 2—6 гПа.

Следует отметить, что в теплый период наибольшее парциальное давление водяного пара наблюдается в юго-западной части моря, где самые высокие температуры воздуха и в то же время ощущимо влияние летнего муссона. В юго-восточной и северо-восточной частях моря, где фон температуры воздуха невысок, парциальное давление водяного пара невелико.

В холодный период, наоборот, температура воздуха в южной части моря выше, чем в других районах: здесь, кроме согревающего влияния Тихого океана, пролегают пути глубоких циклонов, которые способствуют выносу теплых и влажных масс мУВ, поэтому значения парциального давления водяного пара южной и юго-восточной частей моря наиболее высокие.

### 2.5.2. Относительная влажность воздуха

Ход относительной влажности и парциального давления водяного пара для теплого и холодного периодов приблизительно одинаков, что является важным критерием муссонного климата. Средняя годовая относительная влажность возрастает с севера на юг на 10 % — от 75—80 % на севере до 85—90 % на юге Охотского моря.

Наименьшая относительная влажность (рис. 2.11) бывает зимой, наибольшая — летом, причем ее годовые амплитуды в различных районах моря

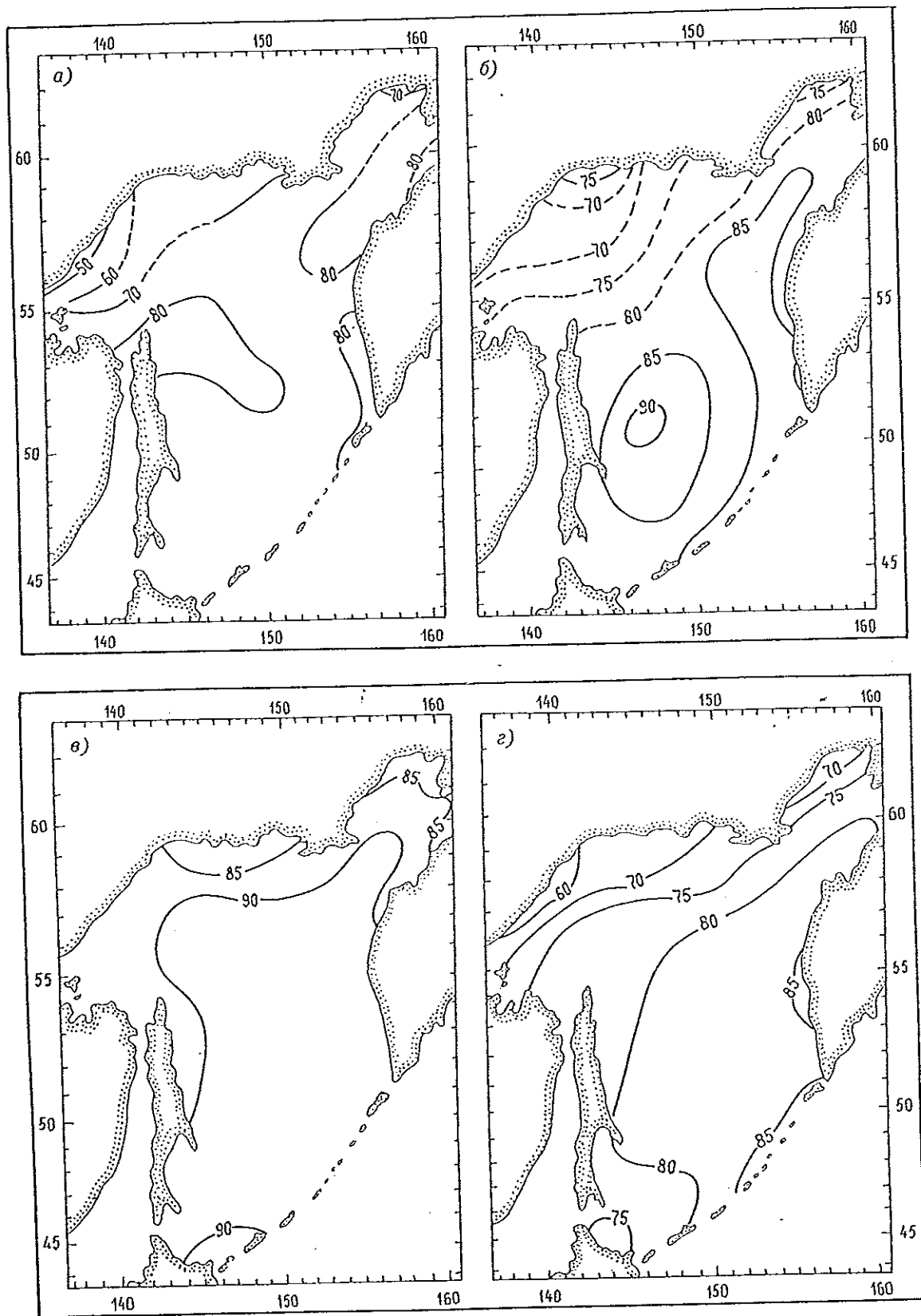


Рис. 2.11. Средняя месячная относительная влажность воздуха (%) в январе (а), апреле (б), июле (в) и октябре (г).

неодинаковы: если на юге моря высокая относительная влажность характерна для всех сезонов (от 80 % зимой до 90—95 % летом), то на северо-западе сезонные различия велики (от 50—60 % зимой до 90 % летом).

Зимой (рис. 2.11 а) средняя месячная относительная влажность находится в пределах 75—80 %

на большей части Охотского моря, за исключением, как указывалось, его северо-запада.

В марте температура воздуха растет быстрее, чем влагосодержание воздуха, поэтому относительная влажность уменьшается по сравнению с основными зимними месяцами. Высокие значения сохраняются в юго-восточной части моря, а также на се-

веро-востоке в зал. Шелихова. На большей части моря относительная влажность в марте составляет 70—75 %. С апреля (рис. 2.11 б) область наибольших значений (85—90 %) формируется в западной части моря у берегов о. Сахалин, в мае охватывает центральные районы (90—95 %) и в июне—июле все море (рис. 2.11 в). В августе особенно высокие значения наблюдаются в южной части моря и у Курильских островов (90—95 %).

В сентябре относительная влажность воздуха 90 % сохраняется только в узкой полосе вблизи Курильских островов, на остальной акватории — 80—85 %. В октябре (рис. 2.11 г) начинает формироваться область ее пониженных значений в северо-западной части моря (60—70 %), в остальных районах относительная влажность составляет 80 %, на юго-востоке — 85 %. В ноябре в восточной части моря она составляет 80—85 %, в западной — 60—70 %.

Большое влияние на формирование поля относительной влажности оказывают синоптические условия, особенно в зимнее время в связи с активной циклонической деятельностью. Смена сухой морозной погоды (при перемещении кУВ над поверхностью моря) на влажную с оттепелью и южными ветрами с Тихого океана, как правило, приносит ощутимое увеличение относительной влажности. Несмотря на потепление и, следовательно, повышение влагоемкости воздуха, относительная влажность возрастает до 90—100 %. Относительная влажность воздуха, равная 100 %, возможна в любом месяце, но летом повторяемость ее выше (50—60 % и более).

### 2.5.3. Атмосферные осадки

Основные осадкообразующие факторы над Охотским морем — циклоническая деятельность и адвекция влажного воздуха с Тихого океана во время летнего муссона.

К сожалению, имеющиеся материалы по осадкам над открытой частью моря противоречивы, и они, как и метеорологические наблюдения, которые носят случайный характер, не позволяют получить однозначную картину распределения осадков над морем в течение года. Так, например, в соответствии с картами [14] и помещенными в настоящей работе, по которым рассчитана повторяемость атмосферных осадков каждого месяца в процентах общего числа наблюдений за погодой (рис. 2.12), наибольшая повторяемость осадков отмечается в зимнее время (30—40 %), наименьшая — с мая по октябрь, хотя именно на этот период приходится значительное число дней с облачной погодой, относительной влажностью 80 %, густыми туманами.

Повторяемость осадков летом увеличивается от центральной части моря к побережью; зимой, наоборот, — наиболее сухие северный и северо-западный прибрежные районы, где особенно заметно влияние азиатского антициклона, воздух которого характеризуется малой влажностью, а в центральной части моря повторяемость наибольшая (40 %).

От февраля к марту число дней с осадками уменьшается до 30 %, к апрелю (рис. 2.12 б) — до 20 %. Зоны с наибольшей повторяемостью расположены у западного побережья п-ова Камчатка (20 %) и восточного побережья о. Сахалин (20—30 %).

В мае и вплоть до сентября на всей акватории Охотского моря (за исключением небольших областей у берегов северного Сахалина и западной Камчатки) повторяемость осадков не превышает 10 %. В июле у западного побережья п-ова Камчатка формируется сравнительно небольшая зона с повторяемостью осадков около 20 %, вытянутая от Усть-Хайрюзово до м. Лопатка и сохраняющаяся в августе—сентябре. В октябре эта зона значительно расширяется, но на большей части моря по-прежнему повторяемость осадков мала (от 10 до 20 %), в ноябре она увеличивается до 30 %.

Приведенное выше распределение повторяемости осадков, полученное по материалам для открытой части моря, не подтверждается данными береговых гидрометеорологических станций (кстати, они также были использованы в работе [14]), опубликованными в „Справочниках по климату СССР“, а также в исследованиях многих авторов [1, 15, 18 и др.]. По наблюдениям береговых станций, например, наибольшее число дней с осадками и их количество приходится на теплый период, за исключением островных станций, расположенных в южной части моря. Такие противоречия возникают в результате отсутствия систематических наблюдений, а кроме этого, в связи с несовершенством и искусственностью методик построения метеорологических карт. Все это затрудняет получение количественной оценки осадков, видимости, туманов, града и других элементов. В определенной степени оправдана качественная оценка распределения осадков в течение года, которая базируется на синоптическом анализе и достоверных данных прибрежных станций.

Осадки над Охотским морем связаны прежде всего с муссонной циркуляцией, обусловленной взаимодействием сезонных и перманентных центров действия атмосферы, их географическим положением и интенсивностью. Зимой имеет место устойчивый перенос континентального воздуха умеренных широт с ветрами северных направлений. Нарушения зимнего муссона связаны с активной циклонической деятельностью, особенно в южной части моря, где проходят основные пути глубоких циклонов. Следовательно, южная часть моря должна характеризоваться увеличенным осадкообразованием по сравнению с другими районами моря. Осадки носят в основном фронтальный характер. По мере продвижения к северу они уменьшаются в соответствии с числом циклонов, входящих в эти районы. В центральной части моря осадкообразование связано, кроме того, с континентальными циклонами, перемещающимися сюда во время ослабления антициклона над Азиатским материком.

В теплый период над Охотским морем господствует влажный тихоокеанский воздух умеренных широт с ветрами южных направлений. Над соседними континентальными районами преобладает циклоническая деятельность. Данные условия способствуют увеличению осадков как в северной части моря, так и в южной.

Для подтверждения приведенных рассуждений воспользуемся количественными оценками числа дней с осадками различных видов (твердых, жидких, смешанных) и среднего месячного их количества [1, 15, 18].

Общее число дней с осадками изменяется от 80 до 200 и более. Повторяемость их на севере моря равна 20 %, на юге — 50—60 %. Число дней с до-

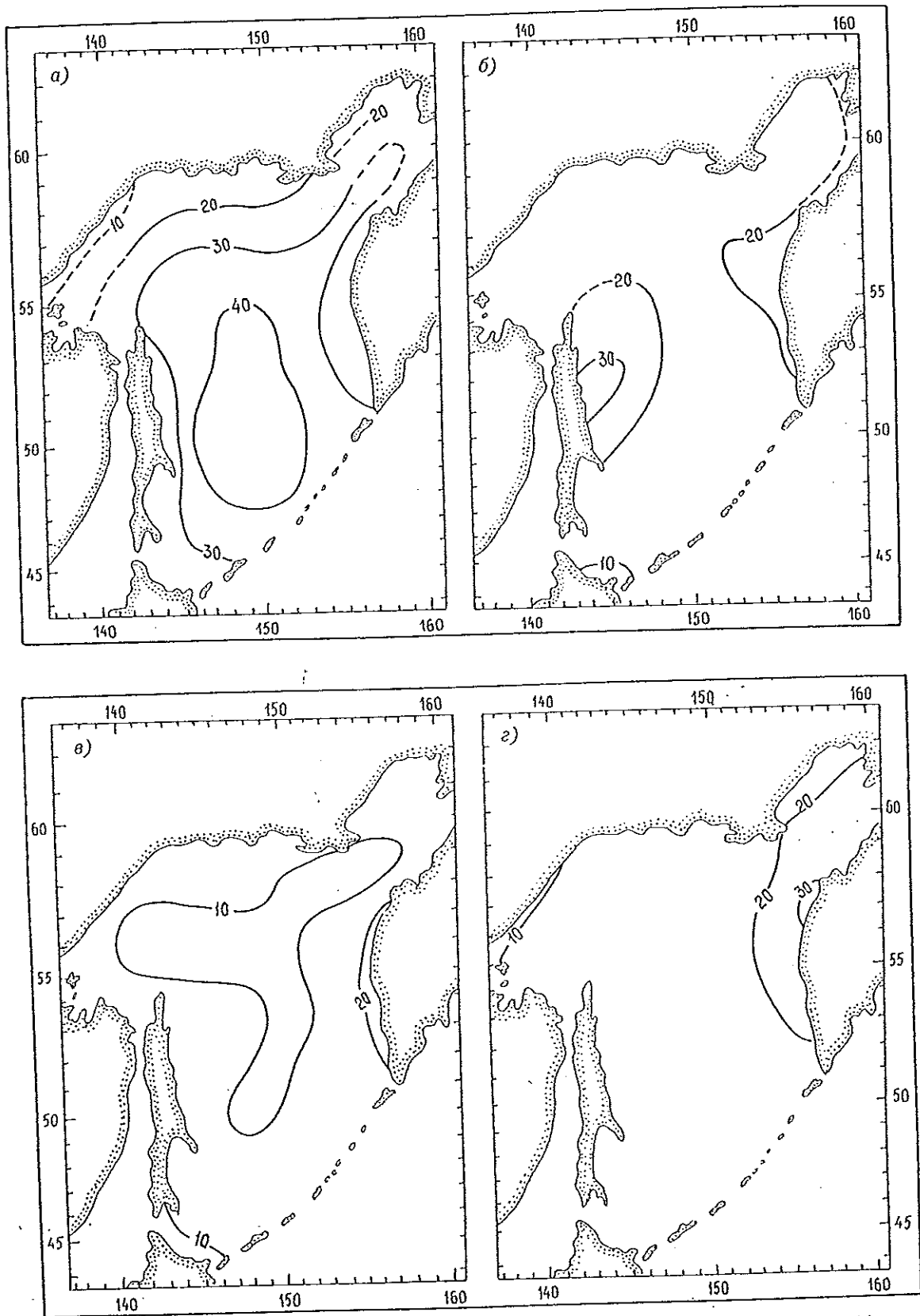


Рис. 2.12. Повторяемость атмосферных осадков (%) в январе (а), апреле (б), июле (в) и октябре (г).

ждем на юге моря составляет 110—120, на западе и востоке — около 45—70. Максимум дней с осадками в виде снега отмечается в большинстве случаев в декабре (восточные районы) и январе (южные районы), на севере и северо-западе — в конце холодного сезона. На юге число дней со снегом достигает 23—27, на севере — 5—7, на востоке — 13—17. Наи-

большее число дней с дождем приходится. июль—август — от 10—12 на севере, до 19—2 юге. Минимум числа дней с осадками в большинстве случаев наблюдается в апреле—мае.

Среднее годовое количество осадков изменяется от 400—600 мм на севере, 600—800 мм на северо-западе и западе, 500—600 мм на востоке до 6

1000—1500 мм на юге (табл. 2.4). В северной части моря наибольшее количество осадков выпадает в летний период, на юге количество осадков теплого и холодного периодов примерно одинаково (немного преобладают зимние).

На холодный период (с ноября по март) приходится примерно около 30 % годовой нормы осадков в северной и восточной частях моря, 11—18 % — на западе и 30—35 % — на юге, на теплый период соответственно около 50, 60—70 и около 40 %. В северных и восточных районах моря количество осадков, выпадающих в теплый период, выше, чем в холодный, примерно в 1,5 раза, на северо-западе — в 4—7 раз, на юге отношение близко к единице (0,7—1,0). Количество осадков в апреле составляет около 4—9 % годовой нормы для всех районов, в октябре — от 9 до 19 % (увеличение — на юге и востоке). В целом осенью осадков выпадает больше, чем весной, на юге и западе в 1,5 раза, на севере — в 2,0 раза, на востоке в 2,5 раза.

Наибольшее среднее месячное количество осадков составляет от 62—84 мм на севере и востоке и 116—173 мм на западе до 128—220 мм на юге моря. Наименьшее количество характерно для севера и запада (соответственно 4—12 и 9—13 мм), на юге минимум равен 56—58 мм. Годовой ход среднего месячного количества осадков с максимумом во второй половине лета — начале осени и минимумом в конце зимы (февраль—март) характерен для северных районов, в остальных, кроме основных, имеются вторичные экстремумы: весной — в начале лета (апрель—июнь) — максимум и сразу после него в июне либо в июле — минимум.

Наибольшее количество осадков выпадает в виде дождя, что особенно заметно в западной и южной частях моря, где их в 2—3 раза больше, чем осадков в виде снега. Доля смешанных осадков составляет от 7—9 % на севере моря до 10—16 % на востоке и западе и 14—18 % на юге.

На севере моря осадки в виде снега могут наблюдаться с октября по май включительно, а в июне и

Таблица 2.4

Среднее количество осадков (мм) [15]

Станция	Вид осадков	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Тайгонос	Т	28	12	20	23	13	—	—	—	—	25	32	24	177
	Ж	—	—	—	—	2	18	51	62	39	20	—	—	192
	С	—	—	—	1	9	2	—	—	1	10	4	—	27
Пестрая Дресва	Т	62	20	26	35	21	—	—	—	—	32	30	43	269
	Ж	—	—	—	—	5	46	60	77	72	18	—	—	278
	С	3	1	—	3	20	4	—	—	5	18	2	1	57
Охотск	Т	7	4	7	13	14	—	—	—	—	12	12	8	77
	Ж	—	—	—	—	8	43	70	64	67	9	—	—	261
	С	—	—	—	1	7	4	—	—	—	10	2	—	24
Аян	Т	10	9	10	36	43	3	—	—	—	18	35	18	182
	Ж	—	—	—	—	12	65	116	173	140	35	—	—	541
	С	—	—	—	1	19	20	—	—	1	21	6	1	69
Чумикан	Т	14	13	22	37	29	1	—	—	—	21	39	27	203
	Ж	—	—	—	—	11	66	101	116	99	16	—	—	409
	С	—	—	—	2	16	13	—	—	6	24	8	—	69
Курильск	Т	88	44	42	27	2	—	—	—	—	1	41	54	299
	Ж	—	—	3	19	64	63	77	98	101	94	49	—	568
	С	5	12	17	23	10	—	—	—	—	16	38	39	160
Симушир	Т	81	61	46	35	17	—	—	—	—	2	35	68	345
	Ж	—	—	2	46	57	93	122	172	220	177	63	15	967
	С	21	7	42	59	71	—	—	—	—	9	36	53	298
Мыс Васильева	Т	91	97	123	50	18	—	—	—	—	7	41	107	534
	Ж	—	—	—	19	30	67	126	110	146	108	32	13	651
	С	7	1	12	45	43	1	—	—	—	27	31	24	191
Мыс Лопатка	Т	90	68	85	37	17	—	—	—	—	5	63	75	440
	Ж	—	—	—	3	17	46	82	70	88	72	40	2	420
	С	10	2	8	29	24	5	—	—	—	23	51	29	181
Ича	Т	25	15	20	23	8	—	—	—	—	23	49	42	206
	Ж	—	—	—	3	13	33	69	84	67	50	8	2	329
	С	—	—	—	6	17	4	—	—	—	44	13	2	86
Усть-Хайрюзово	Т	23	11	14	17	6	—	—	—	1	25	41	38	176
	Ж	—	—	—	1	9	28	64	84	57	32	7	—	282
	С	—	—	—	6	9	3	—	—	2	25	7	2	54

Примечание. Осадки: Т — твердые, Ж — жидкие, С — смешанные.

сентябре — смешанные. В северо-западной части моря в отдельные годы даже в июне бывают осадки в виде снега. На юге с июня по сентябрь преобладают жидкие осадки (около 0,5 % в июне приходится на дождь со снегом). На востоке моря распределение аналогично, но здесь в июне и сентябре случаются осадки в виде снега (около 0,2 %) или мокрого снега (0,5—0,6 %).

Выпадение снега в холодный период часто сопровождается усилением ветра до 15 м/с и более. Метели особенно характерны для северной части моря с числом дней от 8 до 18 [1]. Их продолжительность составляет от 8 до 15 ч, иногда — несколько суток (особенно в феврале). Число дней с метелями в апреле составляет 6—10, в мае — 2—6, их продолжительность — 10—12 ч.

Грозы над Охотским морем редки, так как запасы энергии неустойчивости здесь явно недостаточны: облака конвективных форм вследствие слабого прогрева подстилающей поверхности и атмосферы образуются сравнительно редко, причем их максимум приходится не на лето, а на конец осени — начало зимы. Редкие грозы отмечаются только на юге Охотского моря с августа по октябрь.

Необходимо отметить, что осадки — наиболее изменчивый во времени и пространстве элемент погоды и климата — зависят от разнообразных сочетаний атмосферных процессов и условий местности. Поэтому данные прибрежных станций, оставаясь в настоящее время единственным источником достоверных сведений об осадках, могут лишь весьма приблизительно охарактеризовать районы моря, особенно на большом удалении от побережья.

## 2.6. Облачность, видимость и туманы

### 2.6.1. Облачность

Облачность является активным регулятором притока солнечной радиации к подстилающей поверхности и передачи тепла в атмосферу. Обладая высокой отражательной способностью, облака уменьшают приток прямой солнечной радиации к земной поверхности, способствуя понижению температуры. С другой стороны, облачность уменьшает эффективное излучение, что приводит к повышению температуры [5]. Принято отдельно оценивать

общую облачность, куда входят все виды облаков, и нижнюю, куда входят облака с высотой основания ниже 2 км, а также облака вертикального развития (кучевые, кучево-дождевые). Среднее месячное количество общей облачности над Охотским морем изменяется в пределах 5—8 баллов, уменьшаясь с севера на юг (рис. 2.13). Наиболее облачны южные районы и центральная часть моря, где, кроме апреля и сентября, количество облачности составляет 8—9 баллов [1, 14].

Повторяемость пасмурного неба увеличивается в направлении с севера на юг от 40—50 до 70—90 % зимой и от 60—70 до 80—90 % летом [14]. С ноября по март преобладает облачность 8—9 баллов, только на крайнем севере и западе она уменьшается до 5—6 баллов. На севере моря общая облачность зимой в большинстве создается облаками среднего и верхнего ярусов, на юге — нижнего.

В апреле и сентябре бывает наименьшее количество общей облачности (6—7 баллов) над морем. Летом в северной части моря облачность выше 7 баллов практически не наблюдается, за исключением крайнего севера моря (8 баллов). На юге моря в течение всего лета преобладает пасмурная погода (8—9 баллов). Наибольшее количество облачности наблюдается в июле. В теплый период общая облачность создается в большинстве облаками нижнего яруса с преобладанием слоистых форм.

Среднее число пасмурных дней по общей облачности составляет от 6—8 на севере до 23—24 на юге (табл. 2.5). Наибольшее число пасмурных дней бывает в летний период, наименьшее — в зимний, кроме юга моря, где минимум относится к осеннему периоду (12—15 сут). В южной части моря повторяемость пасмурных дней изменяется от 40—50 % осенью (октябрь) до 80—90 % летом, большой повторяемостью отличаются и центральные районы моря — от 60 % с января по апрель до 80—90 % в остальные месяцы (исключая сентябрь и октябрь, когда повторяемость составляет около 70 %).

С нижней облачностью связаны различные, нередко опасные, явления погоды. Доля нижней облачности в общем количестве облаков составляет в среднем за год от 35 % на севере моря до 75 % на юге, на западе и востоке соответственно 53 и 41 % (табл. 2.6). Минимум приходится на зимние месяцы: от 14—17 % на севере до 18—22 % на востоке и 30—35 % на западе моря. В южных районах минимум бывает весной (70—75 %) и осенью (50—59 %),

Таблица 2.5

Среднее число пасмурных дней по общей облачности [1]

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Охотск	6	7	7	12	17	20	18	16	14	9	7	7
Оха	8	8	10	13	17	16	16	14	13	13	15	9
Симушир	23	22	22	16	20	23	24	24	17	12	15	19
Усть-Хайрюзово	12	9	11	15	16	19	21	20	17	9	17	13

Таблица 2.6

Среднее число пасмурных дней по нижней облачности [1]

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Охотск	1	1	1	3	8	12	12	9	6	3	2	1
Оха	3	3	3	7	10	10	10	9	7	7	10	5
Симушир	19	19	18	12	14	18	18	19	10	6	12	16
Усть-Хайрюзово	3	2	2	5	6	10	11	10	9	11	8	5

1  
2  
3  
4  
5  
6  
7  
8  
9  
10  
11  
12  
13  
14  
15  
16  
17  
18  
19  
20  
21  
22  
23  
24  
25  
26

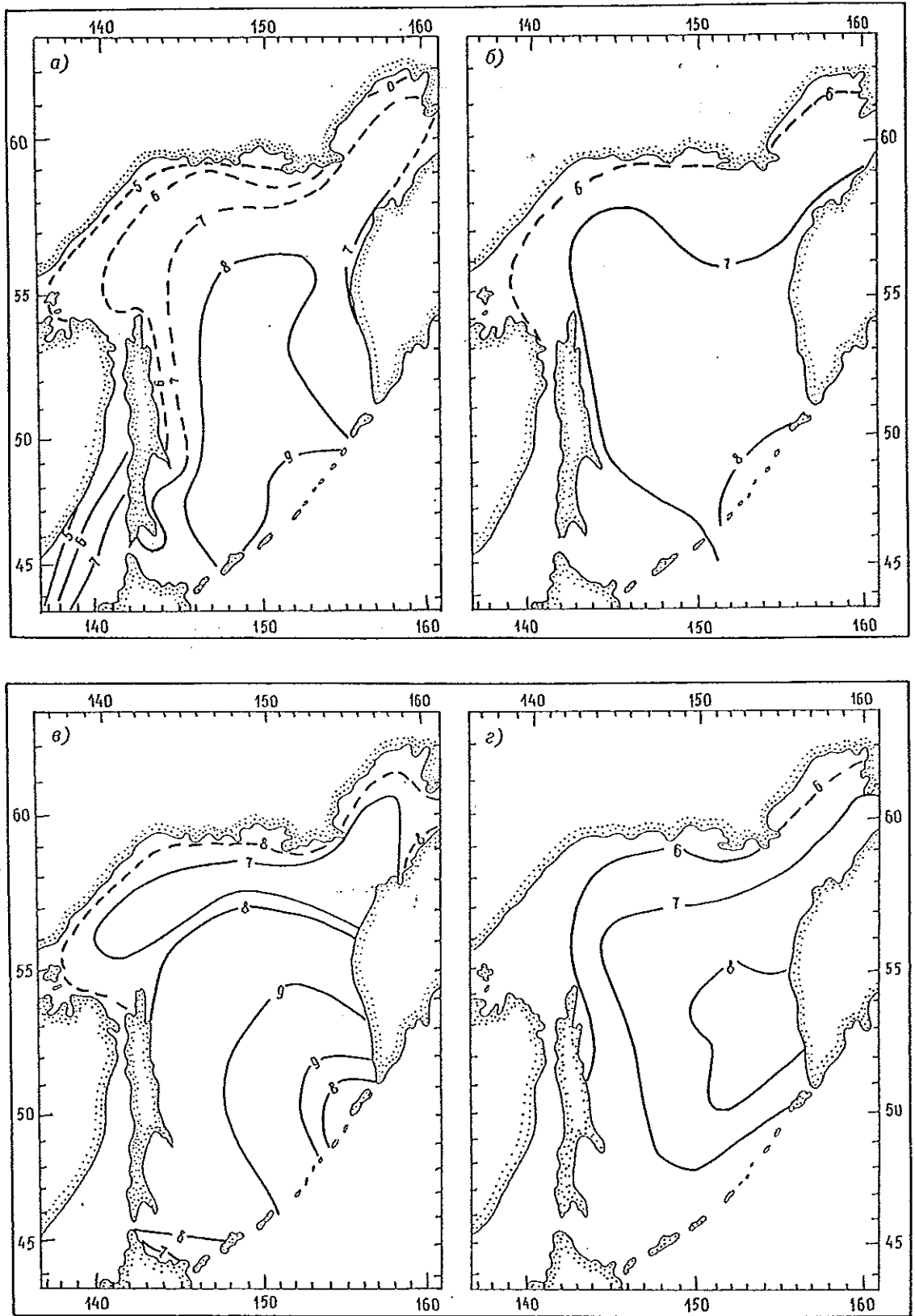


Рис. 2.13. Средняя месячная облачность (балл) в январе (а), апреле (б), июле (в) и октябре (г).

а максимум — зимой (84—86 %). В остальных районах доля нижней облачности увеличивается от зимы к лету (до 53—67 %). На востоке и западе основной максимум приходится на осень (58—67 %).  
 Пространственное распределение и повторяемость форм нижней облачности имеют свои особен-

ности в различные сезоны. Для лета более характерны слоистые облака, кучево-дождевая облачность имеет максимум повторяемости осенью (для акватории моря) и зимой (для южной части), особенно в первой ее половине. В зимнее время море нагревает атмосферу и способствует формированию

кучево-дождевой облачности в холодных воздушных массах, выходящих на теплую подстилающую поверхность моря (например, в тылу циклона) в результате развития вынужденной конвекции. Обычно зимние кучево-дождевые облака имеют небольшую вертикальную мощност.

Слоисто-кучевообразная облачность довольно широко распространена во все сезоны с наибольшей повторяемостью весной и осенью, а на юге — и в зимнее время (табл. 2.7).

Таблица 2.7

Повторяемость (%) форм облаков нижнего яруса и вертикального развития [1]

Месяц	Форма облаков					
	Cu	Cb	Sc	Ns	St	Fr nb
Оха						
Январь	1	7	14	6	2	4
Февраль	1	6	13	6	3	6
Март	2	5	12	9	4	8
Апрель	2	6	18	14	8	13
Май	3	5	21	12	18	14
Июнь	4	3	17	6	22	9
Июль	4	4	18	6	22	9
Август	7	6	23	7	18	8
Сентябрь	9	9	26	9	13	14
Октябрь	7	21	34	10	8	12
Ноябрь	4	34	44	11	4	12
Декабрь	2	16	26	8	2	8
Симушир						
Январь	8	66	56	13	2	16
Февраль	9	61	51	17	4	24
Март	12	50	49	15	5	20
Апрель	13	21	41	16	11	19
Май	9	14	43	12	23	14
Июнь	3	5	31	12	41	12
Июль	6	6	32	8	36	8
Август	8	8	29	10	41	10
Сентябрь	15	7	33	11	23	12
Октябрь	23	18	47	8	12	9
Ноябрь	17	46	51	10	6	13
Декабрь	12	59	51	13	4	15
Усть-Хайрюзово						
Январь	2	16	14	7	4	7
Февраль	2	9	11	7	6	5
Март	3	14	11	8	5	6
Апрель	4	14	17	12	6	11
Май	5	8	16	9	13	12
Июнь	6	4	17	11	23	13
Июль	6	5	18	12	28	15
Август	7	5	19	11	25	14
Сентябрь	8	12	26	12	12	17
Октябрь	4	29	24	14	5	22
Ноябрь	2	29	19	13	4	18
Декабрь	2	20	14	13	2	11

Низкие слоистые и слоисто-кучевые облака существуют, как правило, в виде сплошного покрова и характерны для теплых устойчивых воздушных масс, кроме того, слоисто-кучевые облака часто формируются в холодном влажном воздухе в подынверсионном слое и имеют небольшую вертикальную протяженность. Для образования низкой

слоистой облачности благоприятны тыловые и центральные части малоподвижных антициклонов, теплые сектора циклонов, размытые барические поля. Поскольку эта форма является частью системы облаков теплого фронта или холодного фронта I рода, то летом в связи с уменьшением циклонической деятельности над Охотским морем значительно уменьшается и их повторяемость, а максимум отмечается с ноября по апрель. Облака разорванные дождевые являются типичными облаками подфронтальной поверхности и возникают в связи с выпадающими осадками теплого фронта.

Число дней с пасмурным небом по нижней облачности составляет от 1—3 до 10—12 за месяц на севере моря с увеличением от зимы к лету, и от 6—10 до 18—19 на юге, где минимум наблюдается осенью и весной (вторичный минимум 12—14 сут), а максимум — летом и зимой.

Повторяемость ясного неба зимой меняется от 50 % на севере моря до 10 % на юге, летом — от 20 % на севере до 10 % на юге. Практически южные районы имеют наименьшую повторяемость облачности 0—2 балла, только осенью происходит увеличение ее до 20 % (сентябрь). В открытой части моря зимой ясная погода наблюдается в 20—30 % случаев, летом — в 10 %. Наибольшей изменчивостью облачности обладают северные районы моря, где резко уменьшается число ясных дней при движении от побережья в открытую часть моря.

### 2.6.2. Метеорологическая дальность видимости

Видимость определяется свойствами воздушных масс, перемещающихся на Охотское море, с учетом их последующей трансформации при взаимодействии с подстилающей поверхностью.

Наилучшими условиями видимости обладает арктический воздух. В континентальном умеренном она понижена; морской умеренный воздух при выходе на Охотское море в нижних слоях атмосферы охлаждается и приобретает свойства устойчивой воздушной массы с типичными конденсационными формами — слоистыми облаками, моросью, туманами, значительно ухудшающими видимость. При дожде, снеге, граде видимость зависит от их интенсивности и размеров выпадающих частиц. При крупнокапельном дожде она больше, чем при мороси. Когда интенсивность крупнокапельного дождя менее 2 мм/ч, видимость обычно равна 10—15 км, с увеличением интенсивности до 5—10 мм/ч она уменьшается до 2—4 км. В отдельных случаях при ливнях интенсивностью более 100 мм/ч видимость ухудшается до 2 км и менее [2, 30].

Сильные снегопады могут понижать видимость до 1 км и менее, умеренные — до 1—2 км; даже при слабых снегопадах она составляет 2—4 км. Особо сильные снегопады („снежные заряды“) приводят к снижению видимости до 0 км. Большое значение имеет усиление ветра; видимость тем меньше, чем интенсивнее снегопад и сильнее ветер. Ухудшение видимости при ливнях, снегопадах, граде может носить локальный характер.

Видимость ухудшается под самыми низкими облаками при высокой относительной влажности: при высоте нижней границы облаков более 100 м она составляет более 4 км, при высоте 60—100 м — 1,5—4,0 км и высоте менее 60 м — менее 1,5 км.

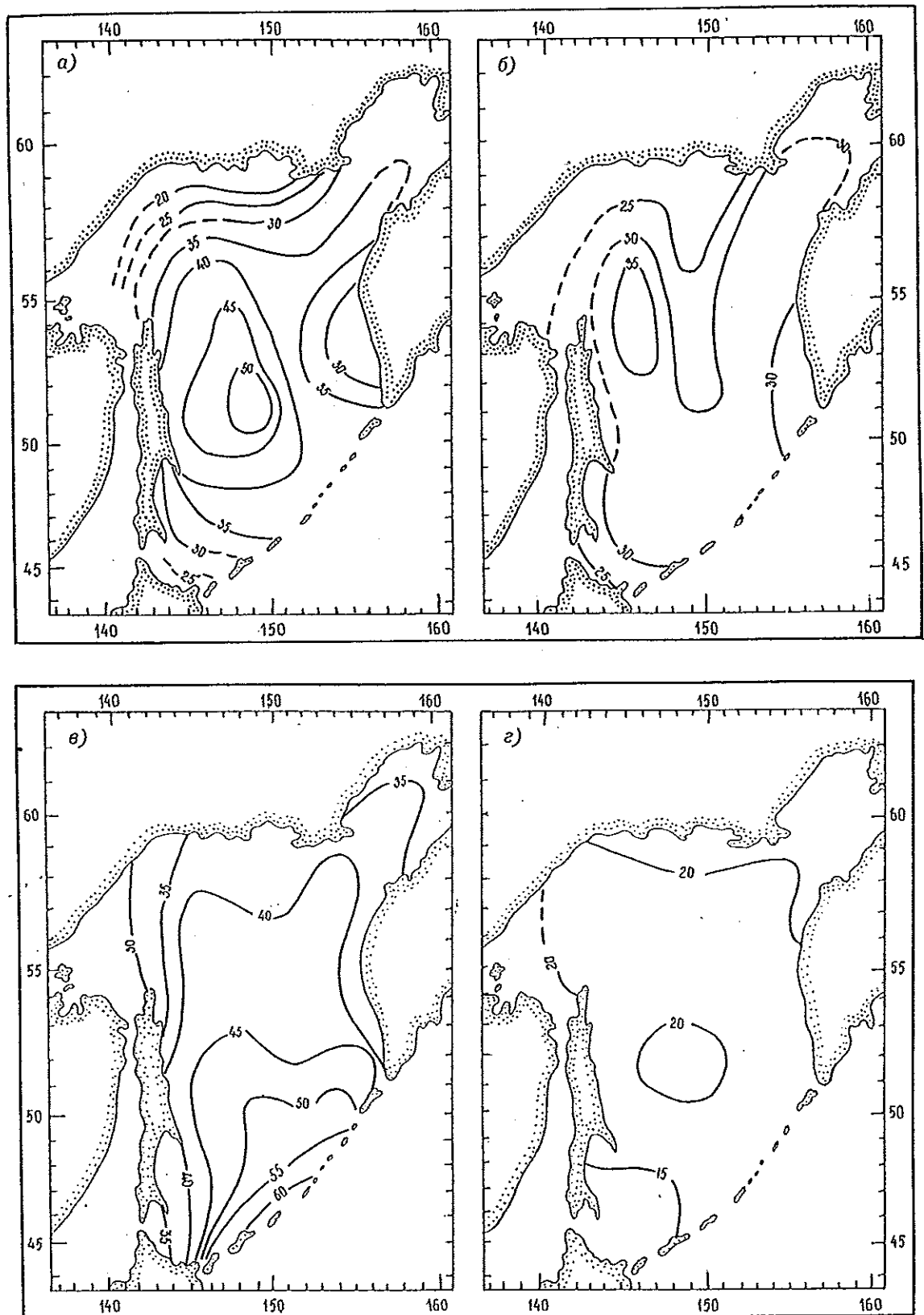


Рис. 2.14. Повторяемость (%) видимости 2 мили и менее в январе (а), апреле (б), июле (в) и октябре (г).

Наиболее заметное ухудшение видимости на больших пространствах связано с такими явлениями, как дымки и туманы, повторяемость которых на Охотском море особенно велика в теплый период при выносе относительно теплого тихоокеанского воздуха на холодную поверхность моря. При дымке

видимость может составлять от 1 до 10 км. Уменьшение видимости при дымке наблюдается при увеличении относительной влажности в нижнем слое атмосферы до 70 % и более: при положительных температурах и относительной влажности более 70 % видимость в среднем составляет около 7 км,

при влажности 80 и 90 % — соответственно 4 и около 2 км.

При слабом тумане видимость составляет более 500 м, при умеренном — 200—500 м, сильном и очень сильном — соответственно 50—200 и менее 50 м. Плохая видимость в тумане может наблюдаться в течение нескольких суток. К ухудшению видимости приводит прохождение теплового фронта, сопровождаемое низкой облачностью, осадками, предфронтальными и зафронтальными туманами.

Вблизи побережий видимость ухудшается под влиянием работы крупных предприятий (за счет мглы и дыма).

Дальность видимости над Охотским морем имеет годовой ход с двумя максимумами и минимумами. Основные экстремумы приходятся на осень (максимум) и лето (минимум), вторичные — на весну (максимум) и зиму (минимум).

Осень — наиболее благоприятный период для установления видимости более 10 км. Над морем принята оценка видимости в милях (1 морская миля составляет 1,85 км). Повторяемость видимости 2 мили и менее (рис. 2.14) в сентябре и октябре составляет от 20 % на севере моря до 15 % на юге, в ноябре — соответственно 25—35 и 15—30 %.

Весной видимостью более 10 км отличаются северные районы моря. В центральной и южной частях ухудшение видимости до 2 миль и менее наступает в 30—40 % случаев.

Наибольшая повторяемость видимости 2 мили и менее в центральной части Охотского моря отмечается в июне (45—60 %). Следует отметить, что для центральной части, а также прилегающей к Курильским островам акватории Охотского моря в течение всего года, исключая сентябрь—октябрь, создаются условия, которые ухудшают видимость: летом — густые туманы, дымка, морось, зимой — снегопады и метели, охватывающие обширные пространства моря.

В другие сезоны повторяемость видимости 1 миля и менее составляет от 10—15 % (зима и весна) до 5—10 % (осень).

Повторяемость видимости 0,5 мили и менее, достигающая летом 35 %, обусловлена главным образом адвективными туманами и морозящими осадками, возникающими при выносе теплых и влажных масс с Тихого океана на холодную поверхность моря. На юге она составляет 40 %, на севере — не превышает 15—20 % (в августе — 12—15 %). Осенью, когда число туманов значительно уменьшает-

ся, видимость ухудшается в основном за счет осадков и для значения 0,5 мили и менее ее повторяемость составляет около 5 %, лишь у Курильских островов — 15 %.

Повторяемость видимости 1 км (0,1 морской мили) и менее летом составляет 2—10 % на юге (у Курильских островов — 20—40 %), зимой — не превышает 3—4 %. Ухудшение видимости обусловлено главным образом осадками в виде снега и метелями, вызванными циклонической деятельностью в зоне арктического фронта, а также вследствие образования адвективных туманов и туманов испарения [3].

### 2.6.3. Туманы

Туманы над Охотским морем могут наблюдаться в течение всего года, но наиболее благоприятные условия для их образования и развития создаются в теплое время (с мая по сентябрь), т. е. в период активизации антициклонической деятельности над морем.

Вероятность образования туманов над Охотским морем составляет от 1—5 % с октября по март и 5—10 % в апреле и сентябре до 30—40 % в июне—августе с максимумом летом у Курильских островов, зимой в центральной части моря (рис. 2.15).

В течение года число дней с туманами изменяется от 40—50 на севере до 100—120 на юге [15]. В целом годовой ход туманов имеет максимум в июне—июле, минимум — в декабре—феврале (табл. 2.8). На теплый период приходится около 90 % общего числа дней с туманом. Особенно часты туманы в южной части Охотского моря — максимум повторяемости находится вблизи Курильских островов, где с июня по август они наблюдаются практически ежедневно (до 27 сут в месяц).

По мере продвижения к северу число дней с туманами уменьшается от 10—16 в восточной и западной частях моря до 2—10 на севере.

Намного реже образуются туманы в зимнее время: на юге — 1—2 сут в месяц, а в других районах они наблюдаются не ежегодно, особенно это относится к февралю, когда над большей частью моря туманы практически не отмечаются.

Заметно увеличивается число туманов от апреля к маю: например, в южной части моря — от 5—6 в апреле до 21 в мае. Конечно, в отдельные годы это соотношение нарушается, но в целом тенденция увеличения туманов с мая сохраняется, совпадая с

Таблица 2.8

Среднее число дней с туманом [15]

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Тайгонос	0,1	—	0,3	0,7	4	10	13	10	2	0,4	0,06	0,06	41
Пестрая Дресва	0,1	—	0,2	0,3	4	2	2	2	0,8	0,1	0,05	—	8
Охотск	0,03	0,1	0,8	3	7	9	9	8	3	0,3	0,03	0,03	40
Аян	0,03	—	0,3	2	7	14	14	9	3	0,2	—	0,03	50
Чумикан	0,1	0,03	0,7	1	5	13	16	12	5	0,4	0,03	0,1	53
Оха	1	2	5	7	13	17	16	12	7	3	1	0,6	85
Курильск	0,2	0,1	1	4	8	11	12	10	3	0,3	0,1	0,2	50
Симушир	0,2	—	0,8	6	13	22	27	26	16	6	2	0,6	121
Мыс Васильева	0,7	—	0,7	6	12	17	21	19	14	7	2	0,6	100
Мыс Лопатка	0,7	0,4	2	7	15	21	26	23	13	5	2	0,4	115
Ича	1	1	0,8	2	7	12	14	12	5	1	0,4	0,6	57
Усть-Хайрюзово	0,9	1	1	2	4	9	10	9	7	1	2	1	48

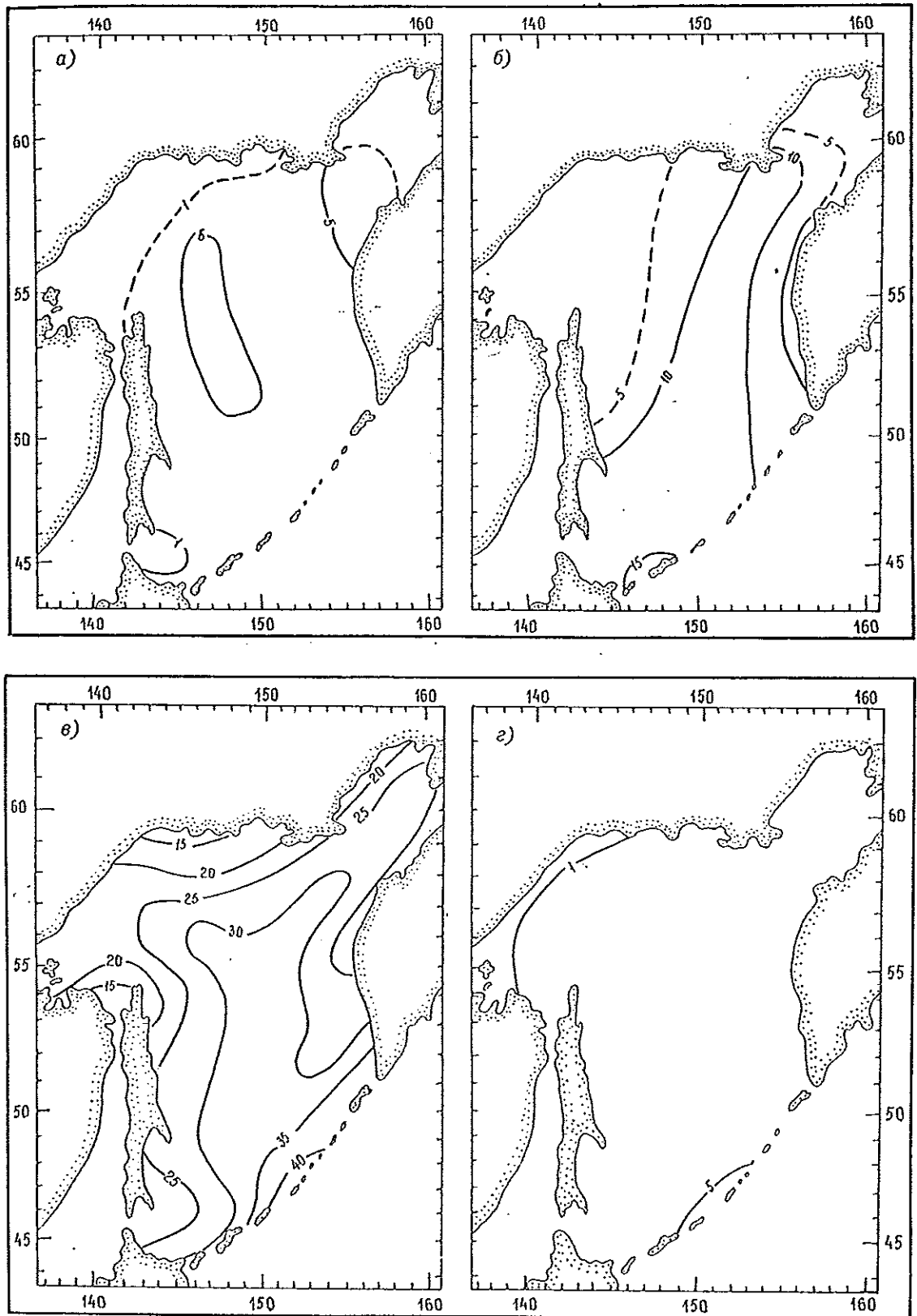


Рис. 2.15. Повторяемость (%) туманов в январе (а), апреле (б), июле (в) и октябре (г).

началом действия летнего муссона над Охотским морем. В среднем число случаев с туманами на юге моря в апреле составляет от 3 до 19, в мае — от 9 до 35, в июне—июле — от 22 до 45 и более. От августа к сентябрю вместе с ослаблением летнего муссона над Охотским морем ослабляется туманообразование. Сентябрь завершает период значительной по-

вторяемости туманов над морем. С октября начинается перестройка атмосферных процессов на зимний режим, число дней и число случаев с туманами резко уменьшается. Только в южной части моря вблизи п-ова Камчатка число дней с туманами составляет еще 5—7, в остальных районах туманы отмечаются не ежегодно.

Продолжительность туманов (табл. 2.9) за год составляет 850—1200 ч на юге, 150—300 ч на севере, 80—100 ч на крайнем севере моря [16]. Наименее продолжительные туманы холодного периода — с октября по март, на них приходится около 70 ч на юге и 2—7 ч на севере моря. Продолжительность одного тумана в холодный период не превышает 3—6 ч.

Летние туманы в среднем имеют продолжительность не менее 5 ч, а на юге — 10—15 ч, причем в открытой части моря в редких случаях они длятся менее суток — часто продолжительность до 4—5 сут. Максимум продолжительности туманов, как и их повторяемости, приходится на июнь—июль, а в целом за теплый период на туманы приходится от 300 ч на севере до 800—1100 ч на юге моря.

Наблюдения показывают, что при температуре воздуха до  $-18...-20^{\circ}\text{C}$  туманы преимущественно состоят из капель воды, а при более низкой температуре (особенно ниже  $-30^{\circ}\text{C}$ ) — из кристаллов льда. Относительная влажность при туманах близка к 100 % при положительной температуре воздуха и, как правило, менее 100 % при температуре воздуха ниже  $-8^{\circ}\text{C}$ .

В абсолютном большинстве туманы Охотского моря имеют адвективную природу и образуются при выносе теплого воздуха на холодную подстилающую поверхность. Летом — это адвекция относительно теплого воздуха с Тихого океана на холодную подстилающую поверхность Охотского моря (летний муссон).

Благодаря медленному перемещению теплого и влажного тихоокеанского воздуха над Охотским морем происходит его охлаждение и конденсация водяного пара с образованием густых и устойчивых туманов, которые нередко сопровождаются морозящими осадками. Значительную часть составляют туманы, которые образуются непосредственно над Тихим океаном и с юго-восточным муссоном переносятся на Охотское море.

Зимой туманы связаны с выносом мУВ в теплых секторах циклонов, выходящих из южных дальневосточных морей.

Некоторую часть от общего числа туманов холодного периода составляют туманы испарения, которые образуются в случае, когда воздух холоднее водной поверхности, причем интенсивность тумана испарения зависит от положительной разности температур между водной поверхностью и воздухом.

Причиной тумана испарения может быть перенос холодного воздуха со льда на открытую относительно теплую часть моря. Но в этих случаях туманы образуются редко, поскольку в быстро перемещающемся холодном кУВ содержится небольшое

количество водяного пара, и даже при насыщении туман не образуется. Кроме того, высокие скорости кУВ над морем препятствуют накоплению водяного пара и способствуют рассеянию образовавшегося тумана.

Более интенсивные и продолжительные туманы испарения отмечаются над полыньями („туманные банки”), а над открытой водной поверхностью в южной части моря часто отмечаются туманы испарения в виде легких полос, поднимающихся над водой („морской дым”).

Иногда зимние туманы вызываются переносом теплого воздуха с южной части Охотского моря на северную, покрытую льдом (адвективные туманы). Здесь также могут образовываться ледяные туманы, состоящие из ледяных кристаллов, как результат выхолаживания воздуха над покрытой льдом поверхностью моря при антициклоническом поле, которое создается над северной частью Охотского моря в отдельных, довольно редких случаях.

На границе воды и льда нередко наблюдаются туманы продолжительностью от 10—20 мин до 1—2 ч („заряды”) с вертикальной мощностью от 40 до 160 м.

Вблизи береговой черты при наличии значительного перепада температуры между сушей и морем в результате смешения воздушных масс с различными термогигрометрическими свойствами могут образовываться туманы смешения. Но чаще смешение воздушных масс играет роль дополнительного фактора в процессе туманообразования.

Некоторую роль в образовании туманов может играть вынос льдов к югу во время их таяния в начале теплого периода.

Кроме перечисленных типов туманов, над Охотским морем бывают фронтальные туманы, которые образуются в шлейфе холодного воздуха перед теплым фронтом или фронтом окклюзии по типу теплого вследствие испарения с поверхности капель дождя, выпадающего сквозь холодный воздух.

Немаловажную роль играет распределение теплых и холодных морских вод, поскольку туманы возникают над холодными водами при устойчивом переносе воздуха с находящихся поблизости теплых вод. Выходы холодных глубинных вод на поверхность Охотского моря, понижающие температуру воздуха, также способствуют образованию густых и устойчивых туманов. В большей степени это относится к южной, примыкающей к Курильским островам части Тихого океана, где теплые океанические течения, поступающие через Курильские проливы, соседствуют с холодным охотоморским течением, уходящим в Тихий океан между островами Матуа и Симушир.

Таблица 2.9

Средняя продолжительность туманов (ч) [15]

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Тайгонос	1	—	1	1	21	82	129	75	13	2	0,01	0,01	325
Гижига	1	—	1	2	8	24	18	14	7	2	0,7	2	80
Аян	0,3	—	1,3 <sup>*</sup>	10,8	39	115,5	106,2	74,8	15,1	0,1	—	0,1	363
Курильск	0,2	0,2	4	15	43	82	82	58	9	0,9	0,3	0,9	295
Мыс Васильева	4	—	4	43	97	150	205	178	107	47	8	3	846
Мыс Лопатка	4	2	10	56	118	244	335	265	115	33	9	3	1194

## 2.7. Статистические характеристики метеорологических элементов над южной частью Охотского моря

### 2.7.1. Атмосферное давление

В холодный период напряженность барического поля над исследуемым районом определяется разностью давлений в центре азиатского антициклона и над Охотским морем. В центре азиатского антициклона среднее многолетнее давление воздуха зимой, т. е. в период его наибольшего развития, составляет около 1040 гПа (максимум — 1084 гПа), увеличиваясь от октября (1024 гПа) к декабрю—январю и уменьшаясь в марте (около 1030 гПа), когда постепенно исчезают условия для существования устойчивых областей высокого давления над континентом [22—25].

Статистические характеристики давления в центре азиатского антициклона и его географические координаты по данным ежедневных синоптических карт погоды за декабрь—февраль 1969—1985 гг. приведены в табл. 2.10. Диапазон изменений давления в центре весьма широк — от 1019—1026 до 1075—1084 гПа. Выборочные средние, медианы и моды близки между собой, асимметрия и

эксцесс, за исключением февраля, незначительно отличаются от нуля. Средние значения за исследуемый период превышают средние многолетние, рассчитанные за 1891—1984 гг., на 13—14 гПа, что указывает на повышенную активность данного центра действия атмосферы в последние десятилетия. Как показывает табл. 2.10, в целом за зимний период распределение давления в центре азиатского антициклона близко к нормальному закону, что наглядно демонстрирует рис. 2.16.

Географическая локализация центра азиатского антициклона незначительно отличается от средней многолетней, укажем только, что ежедневное положение центра может подниматься до 66—75° с. ш. и опускаться до 35—36° с. ш., долготные колебания могут достигать 60—90° (от 50 до 140° в. д.).

Над Охотским морем в зимний период среднее значение давления составляет 1005,5 гПа при перепаде давления от 1028—1029 до 962—970 гПа (табл. 2.11). Средние квадратические отклонения  $\sigma$  не превышают 12 гПа, коэффициенты асимметрии отрицательны, что свидетельствует о преобладании в вариационном ряду вариантов меньших средних значений (левосторонняя асимметрия). Распределение давления в декабре и феврале имеет большую крутизну по сравнению с нормальным (эксцесс положителен), а в январе — более плоскую вершину.

Таблица 2.10

Статистические характеристики давления (гПа) в центре азиатского антициклона и его географического положения (...)  
(северная широта, восточная долгота)

Величина	Статистическая характеристика									
	Мин.	Макс.	Средн.	Норма	Ме	Мо	Дисперсия	$\sigma$	As	E
Декабрь										
$P_{снб}$	1025,0	1075,0	1051,1	1036,4	1050,0	1050,0	103,8	10,2	0,1	-0,5
Широта	36,0	72,0	49,0	50,0	50,0	50,0	20,5	4,5	0,6	4,3
Долгота	60,0	124,0	96,4	99,0	95,0	95,0	85,8	9,3	-0,4	2,6
Январь										
$P_{снб}$	1026,0	1080,0	1050,5	1037,2	1050,0	1050,0	85,0	9,2	0,1	0,0
Широта	35,0	66,0	49,2	51,0	50,0	50,0	21,0	4,6	-0,1	1,8
Долгота	50,0	126,0	96,2	103,0	96,0	95,0	139,8	11,8	-1,0	2,9
Февраль										
$P_{снб}$	1019,0	1084,0	1048,8	1035,6	1050,0	1050,0	87,4	9,3	0,2	1,4
Широта	36,0	75,0	51,1	52,0	50,0	50,0	39,1	5,4	1,3	4,1
Долгота	57,0	140,0	97,6	103,0	97,0	97,0	188,0	13,7	1,3	4,1

Примечание. Ме — медиана; Мо — мода;  $\sigma$  — среднее квадратическое отклонение; As — асимметрия; E — эксцесс.

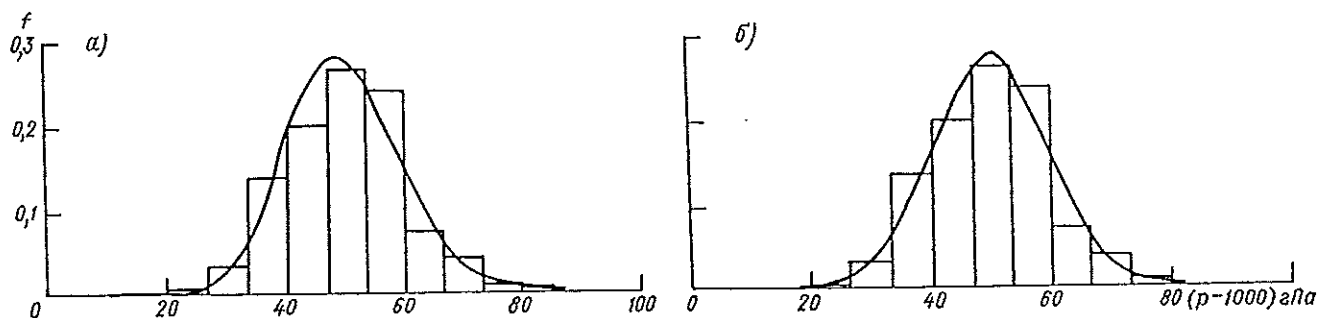


Рис. 2.16. Плотность распределения давления в центре азиатского антициклона с аппроксимацией гамма- (а) и нормальным ( $\sigma$ ) законом распределения.

Статистические характеристики давления (гПа) у поверхности моря

Таблица 2.11

Месяц	Статистическая характеристика								
	Мин.	Макс.	Среди.	Ме	Мо	Дисперсия	$\sigma$	As	E
Декабрь	962,0	1028,0	1004,6	1006,9	1011,5	134,8	11,6	-0,7	0,4
Январь	979,0	1029,0	1005,8	1004,0	1013,5	110,3	10,5	-0,2	-0,3
Февраль	970,0	1028,0	1006,0	1006,0	1006,5	110,5	10,5	-0,4	0,1
Апрель	967,0	1044,0	1011,8	1011,6	1020,3	122,6	11,1	-0,6	1,6
Июнь	989,5	1026,9	1011,4	1011,8	1010,6	47,0	6,8	-0,4	-0,5

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 2.10.

Статистические характеристики разности давления (гПа) в центре азиатского антициклона и над Охотским морем

Таблица 2.12

Месяц	Статистическая характеристика								
	Мин.	Макс.	Среди.	Ме	Мо	Дисперсия	$\sigma$	As	E
Декабрь	14,0	83,0	46,8	45,7	43,7	178,2	13,3	0,2	-0,2
Январь	14,0	79,0	44,9	43,9	35,5	193,2	13,9	0,0	-0,5
Февраль	7,0	91,0	43,0	44,0	44,8	189,7	13,8	0,2	0,8

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 2.10.

В целом для зимнего периода распределение давления характеризуется более длинной левой ветвью полигона частот и малым положительным эксцессом. Расстояния между выборочными средними, медианными и модальными значениями лежат в пределах 2—9 гПа с наибольшими отличиями в январе. Можно считать приближение к нормальному закону распределения вполне приемлемым, хотя, как показывает рис. 2.17 а, некоторые отклонения от него имеются.

Значение макромасштабного градиента, характеризуемого разностью давлений в центре азиатского антициклона и над Охотским морем (табл. 2.12), остается высоким в течение всей зимы. В отдельные дни данная разность превышает 80—90 гПа, а в сравнительно редкие периоды снижения активности атмосферных процессов она уменьшается до 7—14 гПа при средних значениях около 45 гПа ( $\sigma = 14$  гПа).

В теплый период средние значения превышают 1011 гПа (см. табл. 2.11), максимальные — составляют от 1044 гПа в апреле до 1027 гПа в июне, причем преобладают значения, меньшие средних. Средние квадратические отклонения уменьшаются от 11,1 гПа в апреле до 6,8 гПа в июне. На рис. 2.17 б представлено распределение давления в первую половину теплого периода года.

Обследование выборки из генеральной совокупности в итоге предполагает получение выводов о самой генеральной совокупности. Следовательно, выборка должна быть таковой, чтобы каждый элемент генеральной совокупности имел определенную, принципиально задаваемую вероятность попасть в нее [20, 21 и др.].

Кроме точечного оценивания выборки, которое произведено выше, целесообразно по данным выборки оценить доверительный интервал, в котором

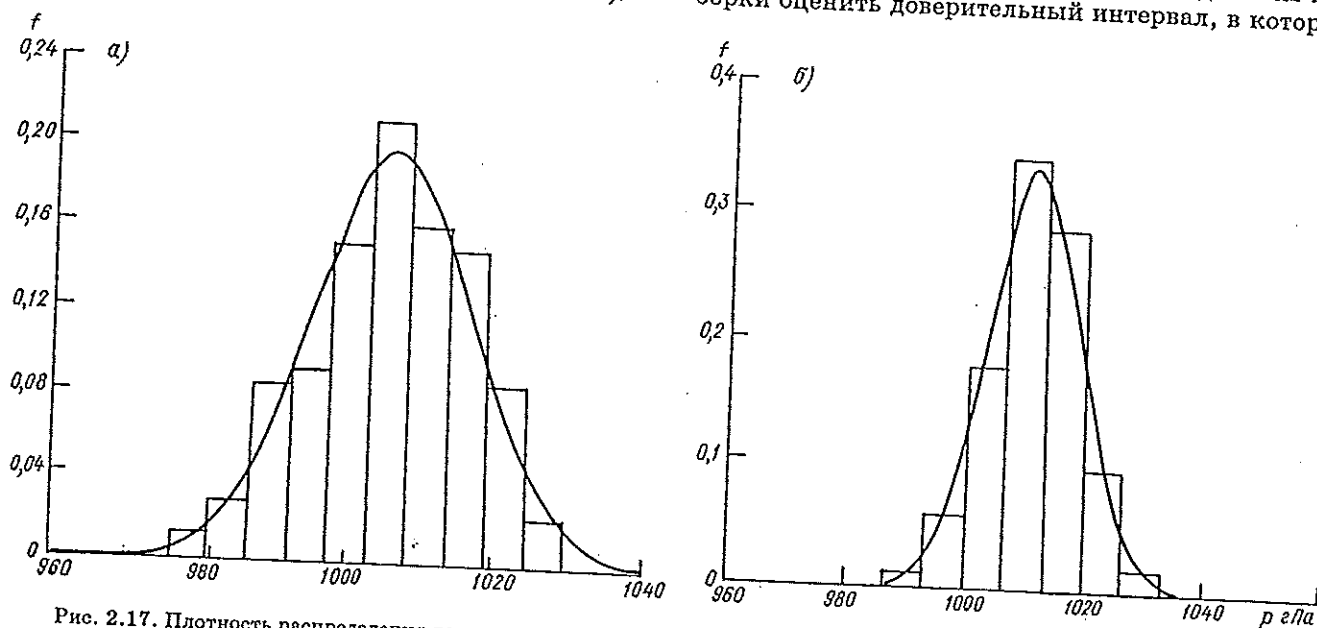


Рис. 2.17. Плотность распределения давления на уровне моря с аппроксимацией нормальным законом в холодный (а) и теплый (б) периоды.

с заданной вероятностью лежит истинное среднее значение. В качестве доверительной вероятности взято значение 0,95 (т. е. вероятность ошибки  $q$  составляет 0,05). Следовательно,

$$P(\alpha \leq \mu \leq \beta) = 0,95,$$

где  $\mu$  — истинное значение параметра;  $P$  — вероятность;  $\alpha$  и  $\beta$  — границы интервалов.

Согласно сказанному, с доверительной вероятностью 0,95 истинное среднее находится зимой в интервале  $\pm 0,8$  гПа, для теплого периода доверительный интервал составляет от 3,7 гПа в апреле до 1,2—1,6 гПа в мае—июне (табл. 2.13).

Для азиатского антициклона среднее значение давления лежит в интервале  $\pm 0,6$  гПа, среднее ши-

ротное положение — в интервале  $\pm 0,35^\circ$  с., долготное —  $\pm 0,75^\circ$  в.

Как показывают результаты оценки (см. табл. 2.13), расстояния между границами доверительных интервалов для дисперсий наибольшие в апреле —  $60$  (гПа)<sup>2</sup>, наименьшие в июне — около  $12$  (гПа)<sup>2</sup>, причем имеет место факт увеличения интервала справа. Например, для зимы длина левого интервала составляет  $10,7$  (гПа)<sup>2</sup>, правого —  $13,9$  (гПа)<sup>2</sup> и т. д.

Важной характеристикой барического поля является высота изобарической поверхности 500 гПа ( $H_{500}$ ), диапазон изменений которой составляет от 489—490 до 547—553 гп.дам зимой с повышением фона к лету и с наибольшими значениями в летние месяцы (575—580 гп.дам). В целом имеет место тенденция повышения  $H_{500}$  от северных районов моря к южным с наибольшими различиями в теплое время года. Можно отметить совпадение знака изменений давления на уровне моря и  $H_{500}$ .

Таблица 2.13

Интервальные оценки характеристик азиатского антициклона и давления над Охотским морем при  $q = 0,05$

Величина	Границы доверительных интервалов для			
	средних значений		дисперсий	
$P_{\text{снб}}$ , гПа	1049,6	1050,8	97,6	101,9
Широта, ...° с.	49,4	50,1	34,7	35,9
Долгота, ...° в.	95,9	97,4	139,6	146,4
$P_{\text{моря}}$ , гПа:				
декабрь—февраль	1004,7	1006,3	107,4	132,0
апрель	1009,9	1013,6	98,4	158,4
июнь	1010,8	1012,0	41,5	54,0

## 2.7.2. Скорость ветра

У поверхности моря и на высотах (табл. 2.14) соотношение между выборочными средними, медианными и модальными оценками распределения скорости ветра зимой в большинстве случаев выражается неравенствами  $\bar{x} < Me < Mo$  (уровень моря) и  $\bar{x} > Me > Mo$  (изобарическая поверхность), последнее из которых характерно также для летнего распределения скорости (табл. 2.14, 2.15).

Таблица 2.14

Статистические характеристики скорости ветра и ее составляющих (м/с) у поверхности моря и на высотах

Характеристика скорости	Статистическая характеристика								
	Мин.	Макс.	Среди.	Me	Mo	Дисперсия	$\sigma$	As	E
	Декабрь								
$V_0$	5,0	35,0	13,7	14,6	14,9	47,8	6,9	0,6	0,1
$V_{850}$	5,0	30,0	12,3	11,5	9,8	29,2	5,4	0,5	-0,3
$V_{700}$	5,0	47,0	15,4	14,2	9,6	52,2	7,2	1,0	1,4
$V_{500}$	5,0	50,0	22,0	19,4	15,3	115,1	10,7	0,5	-0,3
$u_0$	-32,0	35,0	6,1	4,2	-0,5	89,2	9,4	-0,6	1,4
$v_0$	-35,0	24,7	-4,7	-3,9	0,3	87,4	9,3	0,2	0,3
$u_{850}$	-14,1	25,0	7,7	7,8	7,4	43,6	6,6	-0,6	1,3
$v_{850}$	-30,0	25,0	-3,0	-3,6	0,3	69,8	8,4	0,4	0,4
$u_{700}$	-21,2	35,0	10,7	10,3	7,5	68,8	8,3	-0,6	1,4
$v_{700}$	-24,7	35,0	-0,7	-0,8	-0,3	107,0	10,3	0,5	0,5
$u_{500}$	-17,7	50,0	15,6	14,8	10,1	139,6	11,8	-0,3	0,6
$v_{500}$	-29,7	37,0	2,6	-0,4	0,3	209,4	14,5	0,3	-0,5
	Январь								
$V_0$	5,0	40,0	12,9	14,9	15,1	37,9	6,2	0,7	1,2
$V_{850}$	5,0	30,0	11,3	9,5	5,3	28,9	5,4	0,7	-0,1
$V_{700}$	5,0	40,0	12,7	11,3	10,3	39,9	6,3	1,0	1,6
$V_{500}$	5,0	50,0	17,6	14,9	15,3	93,4	9,7	0,6	-0,2
$u_0$	-25,0	40,0	4,4	4,9	0,3	91,7	9,6	-0,2	0,6
$v_0$	-25,0	15,6	25,8	-7,2	-0,3	59,8	7,7	0,4	0,0
$u_{850}$	-22,0	27,0	5,0	6,4	6,9	60,6	7,8	-0,7	0,7
$v_{850}$	-21,2	25,0	-3,4	-5,5	-0,4	60,5	7,8	0,7	0,3
$u_{700}$	-20,0	30,0	7,4	7,0	7,5	71,1	8,4	-0,2	0,5
$v_{700}$	-30,0	28,3	-2,1	-4,4	-0,3	72,1	8,5	0,5	1,0
$u_{500}$	-30,0	40,0	11,1	10,6	11,3	151,3	12,3	-0,2	0,1
$v_{500}$	-24,7	35,4	0,0	-0,7	-0,7	130,4	11,4	0,5	0,4

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 2.10.

Статистические характеристики скорости ветра и ее составляющих (м/с) у поверхности моря в апреле, мае и июне

Характеристика скорости	Статистическая характеристика								
	Мин.	Макс.	Средн.	Me	Mo	Дисперсия	$\sigma$	As	E
Апрель									
$V_0$	0,0	25,0	9,4	10,0	10,0	24,3	4,9	0,5	-0,5
$u_0$	-20,0	18,0	0,6	0,0	0,0	56,8	7,5	-2,2	-0,5
$v_0$	-17,7	15,0	2,5	3,5	7,1	50,7	7,1	-0,7	-0,1
Май									
$V_0$	0,0	25,0	8,1	7,0	5,0	21,8	4,7	0,4	-0,1
$u_0$	-17,7	16,3	0,0	0,0	0,0	42,7	6,5	-0,1	-0,6
$v_0$	-17,7	16,3	1,8	3,5	0,0	41,2	6,4	-0,4	0,4
Июнь									
$V_0$	0,0	23,0	7,2	7,0	5,0	17,3	4,1	0,3	-0,3
$u_0$	-15,0	16,3	0,1	0,0	0,0	33,6	5,8	-0,1	-0,3
$v_0$	-13,0	16,3	1,7	2,1	0,0	32,6	5,7	-0,3	-0,3

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 2.10.

На высотах отмечается некоторое уменьшение средних значений на  $AT_{850}$  по сравнению с уровнем моря и последующее увеличение с высотой до 18—22 м/с для средних значений скорости ветра на  $AT_{500}$  и до 45—55 м/с для максимальных значений на этом уровне.

При аппроксимации распределения скорости ветра известными законами возникают определенные трудности, связанные как с ограниченностью

распределения слева, так и с резкими спадами преобладающих значений в сторону больших меньших. Гистограммы распределения имеют длинные правые ветви, а с их левой стороны дается резкий скачок к малым значениям, повторяемость которых весьма незначительна.

На высотах более равномерен переход от модных значений ко всем другим (рис. 2.18 и 2.19)

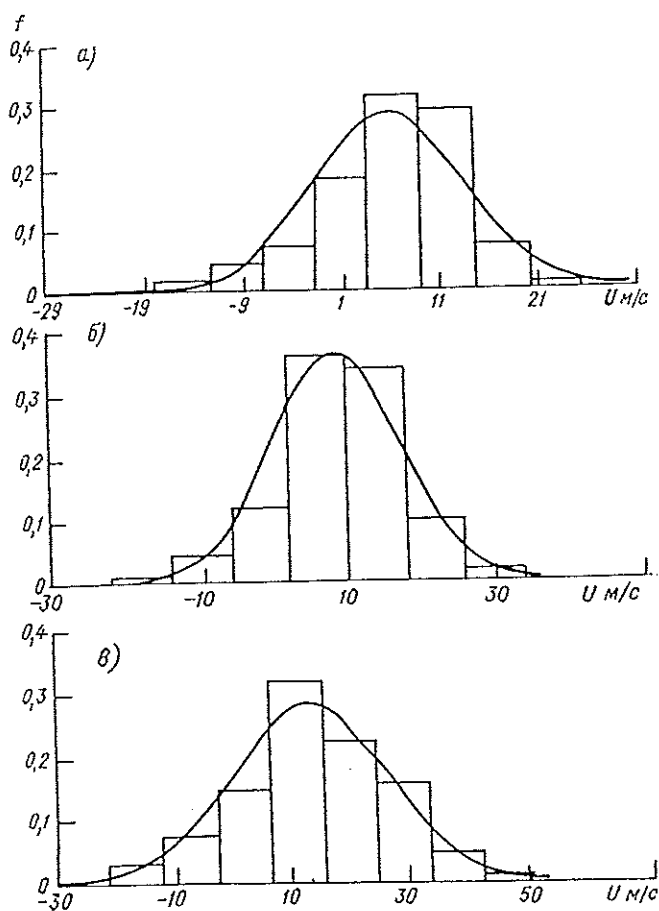


Рис. 2.18. Плотность распределения зональной составляющей скорости ветра  $U$  на  $AT_{850}$  (а),  $AT_{700}$  (б) и  $AT_{500}$  (в) с аппроксимацией нормальным законом.

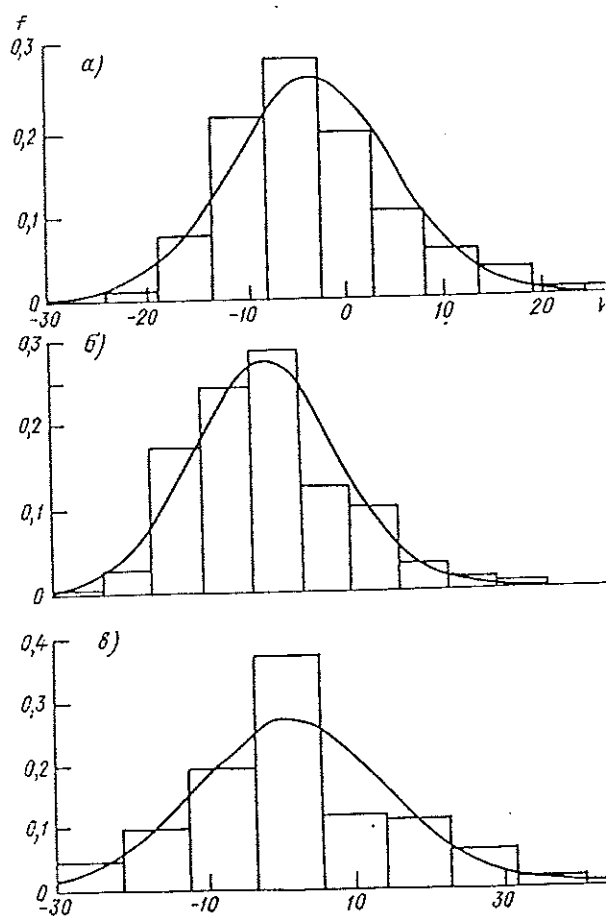


Рис. 2.19. Плотность распределения меридионально составляющей скорости ветра  $V$  на  $AT_{850}$  (а),  $AT_{700}$  (б) и  $AT_{500}$  (в) с аппроксимацией нормальным законом.

О специфических особенностях циркуляции атмосферы в исследуемом районе свидетельствует также анализ статистических свойств зональной и меридиональной составляющих скорости ветра над морем.

Средние меридиональные составляющие до поверхности 700 гПа отрицательны и их значения уменьшаются с высотой, между 3-м и 5-м километром проходит смена знака, и на АТ<sub>500</sub> меридиональная составляющая уже положительна. По абсолютному значению меридиональные составляющие скорости ветра превышают зональные у поверхности моря, с высотой, наоборот, увеличивается зональная составляющая, которая в области положительных значений уже на высоте 3 км (АТ<sub>700</sub>) может достигать 50—55 м/с, в области отрицательных — более -30 м/с.

Зимой экстремальные значения составляющих могут намного превышать соответствующие значения летом.

Доверительные интервалы в предположении  $q = 0,5$  для средних и средних квадратических оценок показывают, что истинное среднее находится в достаточно узком интервале относительно выборочного среднего — зимой не более  $\pm 1,0$  м/с, летом  $\pm 1,2$  м/с, но в большинстве случаев точность составляет  $\pm 0,5...0,8$  м/с.

Для практического использования полезны сведения о двумерных полях метеорологических величин (табл. 2.16, 2.17).

В результате можно сделать следующие выводы:

1. Зимой наибольшие средние скорости ветров носят к юго-восточному и восточному направлениям, вероятность которых невелика (3—4). Выше средних значений скорости ветра при северо-восточном и западном направлениях. Для преобладающих ветров, к которым относятся северо-западные (более 40 %), скорости приближаются к ним по всему ансамблю, т. е. без учета направлений.

Летом средние скорости для всех направлений изменяются незначительно. Повышенными значениями отличаются юго-восточные и юго-западные ветры, вероятность которых в это время года большая [например, в июне (см. табл. 2.17) суммарная вероятность составляет 44,7 %].

2. При северо-западном, западном, северном северо-восточном направлениях вероятность возникновения сильных ветров скоростью 15 м/с составляет от 50 до 64 % общего числа ветров данного направления, при восточном и юго-восточном — около 80 % общего числа направлений, о чем число юго-восточных и восточных ветров в это время невелико. Вместе с тем высокую вероятность неблагоприятного явления необходимо учитывать при оперативном обслуживании морских отраслей народного хозяйства.

Летом сильные ветры бывают любых направлений, за исключением северного и западного, а также усиления до 20 м/с характерны для юго-западного направления.

Таблиц:

Повторяемость (%) и средние скорости ветра по направлениям в зимний период у поверхности моря

Направление ветра	Градации скорости ветра, м/с							Общая повторяемость	Средняя скорость
	≤9	10—14	15—19	20—24	25—29	30—34	≥35		
СВ	2,7	0,9	3,8	1,9	0,6	0,2	—	10,2	14,2
В	0,7	—	1,2	0,6	0,4	0,2	—	3,2	16,0
ЮВ	0,4	0,2	1,6	1,2	0,4	—	—	3,8	16,7
Ю	1,0	0,7	1,0	0,2	—	—	—	2,9	11,0
ЮЗ	3,4	0,7	2,5	0,4	0,3	—	0,2	7,5	11,5
З	3,6	3,2	6,4	1,6	1,6	0,2	0,5	17,1	14,8
СЗ	12,4	5,8	14,8	5,6	1,2	0,4	0,4	40,6	13,2
С	4,9	2,4	5,0	1,5	0,7	—	0,2	14,7	12,5
Общая повторяемость	29,2	13,9	36,4	13,0	5,2	1,0	1,3	—	—

Таблиц:

Повторяемость (%) и средние скорости ветра по направлениям в июне у поверхности моря

Направление ветра	Градации скорости ветра, м/с						Общая повторяемость	Средняя скорость
	0	1—4	5—9	10—14	15—19	20		
Штиль	7,8	—	—	—	—	—	7,8	0,0
СВ	—	2,4	4,9	3,8	1,6	—	12,7	7,7
В	—	0,7	2,9	1,1	0,7	—	5,4	7,9
ЮВ	—	1,3	3,0	7,6	2,0	—	13,9	8,0
Ю	—	1,3	4,4	3,3	0,4	—	9,4	7,5
ЮЗ	—	4,7	10,2	9,4	1,3	0,2	25,8	7,8
З	—	1,3	1,8	1,8	—	—	4,9	6,9
СЗ	—	1,1	6,9	2,9	0,7	—	11,6	7,3
С	—	0,4	1,8	1,3	—	—	3,5	7,7
Общая повторяемость	7,8	13,2	40,9	31,2	6,7	0,2	—	—

3. На высотах преобладают северо-западные, западные и юго-западные ветры (78—84 %), но здесь имеются свои особенности (табл. 2.18). На АТ<sub>850</sub> и АТ<sub>700</sub> наибольшую вероятность имеют северо-западные ветры, на АТ<sub>500</sub> — западные, причем с высотой увеличивается повторяемость западных и юго-западных ветров и уменьшается — северо-западных.

Таблица 2.18

Повторяемость направлений (%) и средние скорости ветра (м/с) на высотах в зимний период

Уровень	Направление ветра							
	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	С
	Повторяемость направлений							
АТ <sub>850</sub>	7,8	1,8	4,3	2,5	14,0	17,9	45,9	5,8
АТ <sub>700</sub>	5,8	2,1	2,8	3,6	19,9	26,7	34,8	4,3
АТ <sub>500</sub>	5,0	2,7	3,8	2,7	26,7	30,6	26,1	2,4
	Средняя скорость							
АТ <sub>850</sub>	10,1	9,6	15,0	14,2	11,4	11,9	12,2	11,2
АТ <sub>700</sub>	10,5	12,3	15,9	18,6	20,3	18,6	15,1	11,1
АТ <sub>500</sub>	11,2	14,2	16,6	21,4	23,4	21,5	18,3	11,1

4. Средние скорости по направлениям изменяются на АТ<sub>850</sub> от 9,6 м/с (восточные ветры) до 14—15 м/с (южные, юго-восточные), на АТ<sub>500</sub> от 11 м/с для северных и северо-восточных ветров до 22—23 м/с для юго-западных, западных и южных.

5. С увеличением высоты прослеживается тенденция уменьшения повторяемости скоростей ветра до 15 м/с. Например, на АТ<sub>500</sub> повторяемость их достигает лишь 50 % соответствующего числа на АТ<sub>850</sub>. В то же время увеличивается повторяемость скоростей  $\geq 20$  м/с при переходе от нижележащей к вышележащей поверхности. Так, число ветров скоростью 25—29 м/с увеличивается в 6 раз от АТ<sub>850</sub> к АТ<sub>500</sub>. Ветры скоростью  $\geq 30$  м/с на АТ<sub>850</sub> встречаются реже, чем в 1 % случаев, тогда как на АТ<sub>700</sub> их повторяемость превышает 4 %, а на АТ<sub>500</sub> — 22 % (табл. 2.19).

Повторяемость (%) скоростей ветра на высотах по градациям зимой

Уровень	Градация скорости ветра, м/с						
	$\leq 9$	10—14	15—19	20—24	25—29	30—34	$\geq 35$
Поверхность моря	29,2	13,9	36,4	13,0	5,2	1,0	1,3
АТ <sub>850</sub>	30,7	31,3	23,8	10,9	2,4	0,6	0,3
АТ <sub>700</sub>	21,9	28,1	26,4	14,6	4,7	2,2	2,1
АТ <sub>500</sub>	15,2	13,7	17,7	17,1	14,3	8,9	13,1

Скорости ветра более 30 м/с на АТ<sub>850</sub> в основном имеют место при юго-восточных, очень редко — при северо-западных и северных направлениях. В средней тропосфере они могут возникать при любых направлениях, за исключением северного, но чаще — при юго-западном, западном и северо-западном.

6. Соответствие ветров одного и того же направления на различных уровнях имеет место не более чем в 50 % случаев. Табл. 2.20 отражает зависимость скорости ветра от градиента атмосферного давления. Скорости до 10 м/с наблюдаются, как правило, при градиенте давления до 2 гПа/100 км; скорости 30 м/с — при градиенте  $\geq 5$  гПа/100 км. В 16 % случаев ветры скоростью 15 м/с наблюдаются при градиенте давления от 1 до 2 гПа/100 км, но в большинстве случаев такие ветры следует ожидать при градиенте более 2 гПа/100 км. В целом над Охотским морем зимой преобладают барические поля с градиентами от 1 до 3 гПа/100 км (70 %). Повторяемость как более напряженных (3,0—3,9 гПа/100 км), так и менее напряженных (до 1 гПа/100 км) ситуаций одинакова (около 13 %); почти 5 % приходится на барические поля с градиентами  $\geq 4$  гПа/100 км, что свидетельствует о значительной повторяемости штормовых ситуаций в рассматриваемом сезоне.

Летом большой вес имеют слабо напряженные барические поля с ветрами до 10 м/с при барических градиентах до 2,0—2,5 гПа/100 км.

Зависимость скорости над морем от разности давления в азиатском антициклоне и над морем показывает (см. табл. 2.12), что ветры скоростью  $\geq 15$  м/с, как правило, имеют место при разности

Таблица 2.20

Двумерная и условная повторяемость (%) скорости ветра и барического градиента и их средние значения над морем

Градиент давления, гПа/100 км	Градация скорости ветра, м/с							Общая повторяемость	Средняя скорость, м/с
	$\leq 9$	10—14	15—19	20—24	25—29	30—34	$\geq 35$		
0,6—0,9	11,4	1,2	—	—	—	—	—	12,6	5,9
1,0—1,9	17,8	12,5	14,7	1,6	0,2	—	—	46,8	10,6
2,0—2,9	—	0,2	16,0	5,8	1,2	0,2	—	23,4	17,3
3,0—3,9	—	—	5,0	4,4	2,3	—	0,6	12,3	20,2
$\geq 4,0$	—	—	0,7	1,2	1,5	0,8	0,7	4,9	24,7
Средний градиент давления	1,0	1,4	2,4	2,8	3,4	5,0	5,1	—	—
Общая повторяемость	29,2	13,9	36,4	13,0	5,2	1,0	1,3	—	—

Двумерная и условная повторяемость (%) скорости ветра над морем и разности давлений в азиатском антициклоне и над морем

Разность давлений, гПа		Градация скорости ветра, м/с							Общая повторяемость	Средняя скорость м/с	
от	до	≤9	10—14	15—19	20—24	25—29	30—34	≥35			
<10		0,2	0,2	—	—	—	—	—	—	0,4	8,5
10,0	19,0	2,2	0,2	0,6	—	—	—	—	—	3,0	7,8
20,0	29,0	3,7	2,5	3,0	0,6	—	—	—	—	9,8	10,7
30,0	39,0	9,5	3,7	6,9	2,1	0,4	—	—	—	22,6	11,1
40,0	49,0	8,4	3,4	10,4	3,9	1,2	0,2	0,2	—	27,7	13,2
50,0	59,0	4,3	3,1	9,6	3,7	1,8	0,4	0,3	—	23,2	15,2
60,0	69,0	0,7	0,6	4,6	1,8	1,3	0,1	0,8	—	9,9	18,4
70,0	79,0	0,2	0,2	1,0	0,7	0,3	0,3	—	—	2,7	19,0
≥80		—	—	0,3	0,2	0,2	—	—	—	0,7	25,0
Средняя разность		39,0	40,6	46,7	50,0	56,4	60,6	69,0	—	—	—

давления  $\geq 40$  гПа (43 из 57 % приходящихся на ветры данной скорости). Для штормовых ситуаций с ветрами скоростью  $\geq 30$  м/с разности давлений менее 40 гПа не отмечаются, тогда как при ветрах скоростью 15—19 м/с в 10 % разности давлений составляют от 10 до 39 гПа, для ветров скоростью 20—24 м/с в 2,7 % разности могут быть от 20 до 39 гПа. Ветры скоростью 25—29 м/с только в единичных случаях наблюдаются при разности давлений от 30 до 39 гПа, а в подавляющем большинстве случаев такие скорости сопровождаются разностью от 50 гПа и выше. Условная повторяемость разности давлений в азиатском антициклоне и над Охотским морем более 30 гПа составляет 97 %, более 40 гПа — 64 %, более 50 гПа — 36 %. Хотя на разности более 60 гПа приходится всего 13 % случаев, на данные ситуации следует обращать особое внимание, поскольку с ними связаны сильные и штормовые ветры над морем (табл. 2.21).

### 2.7.3. Температура воздуха

Для изучения статистик термического режима Охотского моря привлекались не только сведения над его акваторией, но и данные прибрежных станций.

Южная часть моря значительно теплее северной, а восточная — теплее западной. Средние годовые температуры воздуха на юге положительны, на

севере отрицательны (табл. 2.22). Наиболее низкие средние годовые температуры воздуха отмечают на северном побережье ( $-4,5 \dots -3,4$  °C).

Разности средних годовых температур воздуха между северными и южными районами достигают более 7 °C. В зимнее время разности температур составляют 13,3—8,4 °C, уменьшаясь от декабря — февраля. В переходные сезоны для месяцев с отрицательными средними температурами отличия между севером и югом достигают 9,9—14,7 °C (октябрь и ноябрь) и 7—8 °C (март и апрель). Широкий контраст температуры воздуха в летний период не столь значителен и уменьшается от мая (4,7 °C) к июлю—августу (2,2—2,9 °C), а затем в сентябре снова увеличивается (5,1 °C).

Совместный анализ средней температуры воздуха и ее изменчивости по выборочным оценкам позволяет определить интервал, в котором лежит истинное среднее генеральной совокупности.

Доверительные интервалы, построенные с помощью статистики Стьюдента, показывают, что в большинстве случаев с вероятностью 0,95 ошибки среднего не превышают  $\pm 0,4$  °C. Наименьшие интервальные оценки относятся к теплему периоду и возрастают к зиме.

Полигоны частот, рассчитанные для средних суточных температур воздуха, показывают, что здесь имеют место приближительные равенства, определяемые „правилом сигм“. Подсчет плотности веро-

Таблица 2.2:

Статистические характеристики температуры воздуха (°C) для прибрежных станций

Станция	Статистическая характеристика									
	$T_{\max}$	$T_{\min}$	$\bar{T}$	Me	Mo	$\sigma$	Дисперсия	As	$K_A = (\bar{T} - Mo)/\sigma$	E
Оха	24,9	-32,1	-2,2	-0,8	2,0	12,4	154,2	-0,26	-0,34	-1,00
Аян	25,4	-32,3	-2,9	-2,6	-2,0	12,0	145,3	-0,17	-0,08	-1,12
Охотск	21,1	-37,0	-4,5	-4,1	-3,3	13,3	174,8	-0,20	-0,09	-1,21
Магадан	20,4	-31,1	-3,4	-3,6	-4,0	11,4	129,1	-0,16	-0,05	-1,16
Усть-Хайрюзово	22,2	-39,1	-1,6	-0,3	2,3	10,8	116,6	-0,51	-0,36	-0,51
Октябрьский	19,3	-33,3	-0,2	0,9	3,1	9,2	83,9	-0,57	-0,36	-0,36
Поронайск	23,6	-29,2	0,4	1,6	4,0	11,5	132,9	-0,35	-0,31	-0,99
Корсаков	23,6	-33,8	3,0	3,5	4,5	10,0	99,2	-0,24	-0,15	-1,00

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 2.10.

ятности свидетельствует, что в 68 % случаев средние суточные температуры воздуха лежат в интервале  $\pm\sigma$ , в 95 % — в пределах  $\pm 2\sigma$ , а возможные отклонения от выборочного среднего находятся в пределах  $\pm 3\sigma$ . Это означает, например, что в январе при средних температурах воздуха  $-19,4$  °C (Аян, северо-западное побережье) и  $\sigma = 5,3$  °C можно ожидать повышения температуры внутри данного месяца в отдельные сутки до  $-3,5$  °C и понижения ее до  $-34$  °C, что отличается от эмпирических значений за имеющийся ограниченный период наблюдений на  $1,2$  °C.

Термический режим прибрежных районов существенно отличается от режима прилегающих районов моря, где температурный фон в целом значительно мягче, особенно при удалении от береговой черты в открытое море. Переход от моря на сушу обычно сопровождается резкими изменениями температуры воздуха, что выражается в сгущении изотерм вдоль береговой черты.

Ограничиваясь рассмотрением термических особенностей побережья и распространять полученные выводы на акваторию моря неправомерно, хотя в некоторых случаях прибрежные данные могут помочь при выявлении частных особенностей климата вблизи побережий.

Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет провести статистическое обследование выборки с целью выявления основных закономерностей термической структуры и взаимосвязи с другими атмосферными характеристиками. Попутно отметим, что южная часть Охотского моря (южнее  $50^\circ$  с. ш.) имеет важное значение как основной район промысла многих видов рыб (табл. 2.23).

Минимальные температуры воздуха над этой частью моря, относящиеся к зимним месяцам, за исследуемый период составляли  $-18 \dots -23$  °C (см. табл. 2.23), максимальные —  $4,0-8,0$  °C. Средние суточные температуры воздуха уменьшались от декабря ( $-3,2$  °C) к февралю ( $-5,7$  °C). Среднее квадратическое отклонение составило  $4,0$  °C, что ниже соответствующего значения для прибрежных районов.

Доверительные интервалы для выборочных средних суточных температур воздуха равнялись  $\pm 0,3$  °C, для дисперсии доверительные интервалы справа и слева различались на  $0,5$  (°C)<sup>2</sup>, составляя  $1,5-2,0$  (°C)<sup>2</sup>.

Оценки выборочных среднего, моды и медианы для выборки температур воздуха в большинстве близки между собой. Асимметрия отрицательна, эксцесс положителен.

Таким образом, особенностью эмпирического распределения средних суточных температур воздуха является левосторонняя скошенность с увеличением признака возле среднего значения (положительный эксцесс), т. е. с вершиной более острой по сравнению с теоретической кривой нормального распределения (рис. 2.20), но в целом для холодного периода распределение удовлетворительно аппроксимируется нормальным законом (рис. 2.20 а).

Для примера на рис. 2.20 б приведена гистограмма эмпирического распределения температуры воздуха в июне с аппроксимацией нормальным законом.

В первую половину теплого периода средние температуры воздуха увеличиваются от  $0,6$  (апрель) до  $5,6$  °C (июнь). В июне средние температуры воздуха над морем значительно ниже соответствующую

Таблица 2.23

Статистические характеристики температуры воздуха (°C) у поверхности моря и в свободной атмосфере зимой

Температура	Статистическая характеристика									
	$T_{\min}$	$T_{\max}$	$T_{\max} - T_{\min}$	$\bar{T}$	Me	Mo	Дисперсия	$\sigma$	As	E
Декабрь										
$T_0$	-23,0	4,0	27,0	-3,2	-3,0	-1,1	16,3	4,0	-0,9	2,2
$T_{850}$	-22,0	-2,0	20,0	-12,4	-13,2	-14,2	17,3	4,2	0,5	-0,1
$T_{700}$	-31,0	-8,0	23,0	-20,9	-22,3	-20,2	25,2	5,0	0,5	-0,2
$T_{500}$	-48,0	-21,0	27,0	-35,5	-36,1	-40,2	28,8	5,4	0,4	-0,3
$T_{500}^{1000}$	25,3	26,0	18,8	-17,7	-18,1	-19,4	16,5	4,1	0,4	-0,4
Январь										
$T_0$	-18,0	6,0	24,0	-5,0	0,5	-2,9	16,1	4,0	-0,4	0,4
$T_{850}$	-24,0	-3,0	21,0	-14,6	-15,2	-12,2	17,8	4,2	0,2	-0,3
$T_{700}$	-32,0	-8,0	24,0	-22,1	-22,4	-20,2	23,6	4,9	0,2	0,2
$T_{500}$	-48,0	-21,0	27,0	-36,5	-37,2	-35,8	23,6	4,9	0,3	-0,0
$T_{500}^{1000}$	-27,6	-10,0	17,6	-19,5	-17,9	-17,9	15,4	3,9	0,1	-0,5
Февраль										
$T_0$	-21,0	8,0	29,0	-5,7	-5,3	-5,1	15,8	4,0	-0,4	0,8
$T_{850}$	-26,0	1,0	27,0	-15,2	-16,2	-16,0	13,7	4,9	0,4	0,0
$T_{700}$	-35,0	-5,0	30,0	-22,5	-23,6	-23,9	27,3	5,2	0,2	0,1
$T_{500}$	-47,0	-18,0	29,0	-36,2	-37,1	-39,8	28,3	5,3	0,4	0,1
$T_{500}^{1000}$	-29,3	-4,9	24,4	-19,7	-20,0	-19,3	19,3	4,4	0,3	-0,1

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 2.10.

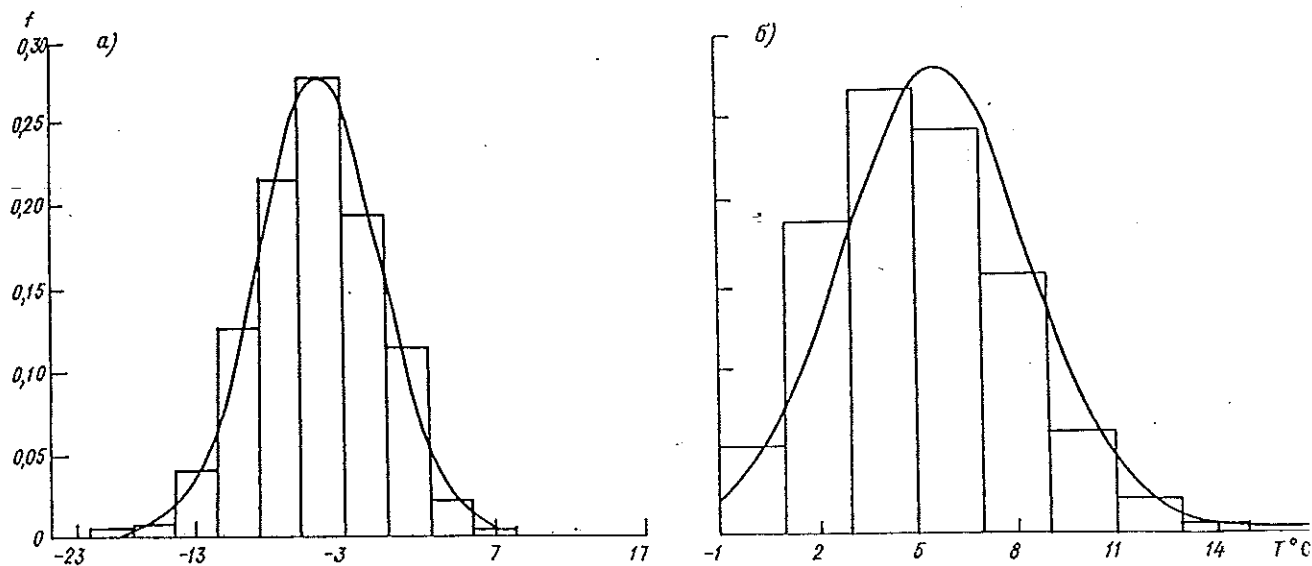


Рис. 2.20. Плотность распределения температуры воздуха у поверхности моря зимой (а) и в июне (б) с аппроксимацией нормальным законом.

щих значений для береговых станций и близки к температурам северного побережья (табл. 2.24).

Средние температуры воздуха в мае близки к соответствующим величинам западного побережья, а в апреле в море наблюдаются более высокие температуры воздуха (как в зимний период), чем в береговой зоне.

Средние, медианы и моды практически совпадают, средние квадратические отклонения в апреле и мае почти в два раза меньше, чем зимой; в июне изменчивость значительна, ближе к зимней. Доверительные интервалы для температуры воздуха изменяются от 0,74 °C в апреле до 0,5 °C в мае и июне; для дисперсии — от 2,45 до 1,7 (°C)<sup>2</sup>.

С высотой температура воздуха над морем понижается от -12,4...-15,2 °C на АТ<sub>850</sub> и -20,9...-22,5 °C на АТ<sub>700</sub> до -35,5...-36,5 °C на АТ<sub>500</sub>.

Максимальные температуры на всех высотах отрицательны в декабре и январе и достигают 1 °C

в феврале на АТ<sub>850</sub>. Минимум температуры воздуха может составлять до -22...-25 °C на АТ<sub>850</sub> и -47...-48 °C на АТ<sub>500</sub>.

Различия между выборочными средними, медианными и модальными значениями составляют 0,6—1,7 °C при  $\bar{x} > Me$ , между выборочным средним и модой — 0,7—2,6 °C, причем в декабре и феврале эти разности положительны, т. е. в вариационном ряду преобладают значения меньше средних января — выше средних.

Асимметрия положительная, умеренная, эцесс близок к нулю. Аппроксимация нормальным законом удовлетворительна.

Для теплого периода температуры воздуха АТ<sub>850</sub> в июне могут достигать -1,0...14,0 °C при средних 5,8 °C, что превышает соответствующие значения нижнего уровня. В апреле и мае температуры могут достигать -13...-17 °C при средних значениях -4,6 °C в апреле и 1,4 °C в мае. Таким об

Таблица :

Статистические характеристики температуры воздуха (°C) в период апрель—июнь над морем и в июне на береговых станциях

Месяц, станция	Статистическая характеристика								
	$T_{max}$	$T_{min}$	$\bar{T}$	Me	Mo	$\sigma$	Дисперсия	As	E
	Море								
Апрель	8,0	-6,0	0,6	0,5	0,0	2,2	5,0	-0,01	1,42
Май	11,0	-0,3	2,5	2,0	2,0	2,4	5,6	0,81	0,89
Июнь	17,0	-1,0	5,6	5,0	5,0	2,8	8,1	0,42	0,41
	Суша								
Оха	23,8	-1,0	7,8	7,3	5,0	4,2	17,8	0,58	0,4
Аян	12,4	-1,3	6,6	6,3	6,4	3,5	11,9	0,64	0,6E
Охотск	14,5	-0,2	6,8	6,7	7,5	2,9	8,2	0,11	-0,2E
Магадан	16,6	-1,1	7,0	6,9	6,1	2,8	7,9	0,21	0,1E
Усть-Хайрюзово	18,7	1,1	7,5	7,3	8,0	2,6	6,7	0,57	1,0E
Октябрьский	13,3	1,4	6,3	6,0	5,1	2,2	4,7	0,38	-0,2E
Поронайск	18,7	1,9	9,1	8,9	9,3	2,9	8,4	0,23	-0,2E
Корсаков	20,3	-0,9	10,1	10,0	9,5	3,2	10,5	-0,20	-0,0E

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 2.10.

зом, термический градиент в нижнем 1,5-километровом слое атмосферы уменьшается от апреля к июню, где он может принимать значения, близкие к нулю и даже отрицательные, что в большей степени определяется влиянием холодной подстилающей поверхности Охотского моря при адвекции более теплого воздуха из соседних районов. На  $AT_{500}$  температуры воздуха даже в июне достигают  $-10...-18^{\circ}C$ .

Совместное распределение температуры воздуха над морем и скорости ветра показывает, что зимой при скоростях ветра 20 м/с температура воздуха ниже  $-15^{\circ}C$  практически не опускается. Штормовые ситуации с ветром скоростью  $\geq 35$  м/с имеют место при температуре воздуха выше  $-10^{\circ}C$  (табл. 2.25).

С другой стороны, при наиболее часто встречающихся градициях температуры воздуха  $-0...-4,5^{\circ}C$  (37,2 %) и  $-5,0...-9,5^{\circ}C$  (36,5 %) могут быть ветры любой скорости. Положительные температуры воздуха и температуры ниже  $-10^{\circ}C$  встречаются над морем с практически равной вероятностью (13,8—12,5 %).

Распределение температуры воздуха по направлениям ветра показывает (табл. 2.26), что наиболее низкие температуры воздуха связаны с западным и северо-западными направлениями, т. е. при адвекции воздуха с выхолаженного Азиатского материка

и ледяного покрова Охотского моря. При восточном и юго-восточном ветрах, т. е. при адвекции с Тихого океана, имеют место наиболее высокие средние температуры воздуха. Температура воздуха ниже  $-20^{\circ}C$  отмечается только при северо-западном и северном направлениях, а при юго-восточном ветре она не опускается ниже  $-10^{\circ}C$ . На высотах (на  $AT_{850}$  и  $AT_{700}$ ) самыми низкими температурами воздуха отличаются северо-западные и западные потоки, на  $AT_{500}$  диапазон направлений значительно шире: северное, северо-западное, северо-восточное и восточное. Выше всего температура воздуха поднимается при южном и юго-восточном ветрах, а на  $AT_{500}$  — при южном и юго-западном. Разница между наиболее высокими и наиболее низкими средними температурами воздуха на всех высотах составляет около  $6^{\circ}C$ .

В начале теплого периода низкие температуры воздуха более характерны для северо-западного ветра (табл. 2.27), в мае различия средних температур воздуха по направлениям ветра незначительны. В июне наиболее высок фон температур воздуха при восточном и юго-восточном ветрах, а при северном и северо-западном на юге моря температуры понижаются, поскольку перемещение воздушных масс происходит над охлажденной северной частью моря. Во второй половине лета различия сглаживаются, но несколько выше температуры воздушных масс, перемещающихся с районов прогретого кон-

Таблица 2.25  
Двумерная и условная повторяемость (%) температуры воздуха  $T_0$  и скорости ветра у поверхности моря и их средние значения зимой

$T_0^{\circ}C$		Градиция скорости ветра, м/с							Общая повторяемость	Средняя скорость ветра, м/с
от	до	$\leq 9$	10—14	15—19	20—24	25—29	30—34	$\geq 35$		
$\leq -20$		0,2	—	0,2	—	—	—	—	—	—
-15	-19,5	0,6	0,1	0,3	0,2	—	—	—	0,4	11,0
-10	-14,5	2,9	2,4	4,0	0,9	0,4	0,3	—	1,2	10,8
-5	-9,5	10,3	5,2	13,3	5,2	1,9	0,2	0,4	10,9	13,2
-0	-4,5	11,6	4,1	13,7	5,0	1,9	0,3	0,6	36,5	13,5
0	4,5	3,6	1,8	4,7	1,7	1,0	0,2	0,3	37,2	13,5
$\geq 5$		—	0,3	0,2	—	—	—	—	13,3	14,0
$\bar{T}_0$		-4,8	-4,9	-4,7	-4,4	-4,0	-4,6	-4,4	0,5	12,3
Общая повторяемость		29,2	13,9	36,4	13,0	5,2	1,0	1,3	—	—

Таблица 2.26  
Повторяемость (%) температуры воздуха по направлениям ветра у поверхности в зимний период

$T_0^{\circ}C$		Направление ветра								Общая повторяемость
от	до	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	С	
$\leq -20$		—	—	—	—	—	—	0,2	0,2	0,4
-15	-19,5	0,3	—	—	—	0,3	0,3	0,3	—	1,2
-10	-14,5	0,2	0,2	—	0,2	0,4	1,9	7,4	0,6	10,9
-5	-9,5	2,8	0,4	0,6	0,4	1,3	7,8	18,2	5,0	36,5
-0	-4,5	5,0	1,2	2,3	1,6	4,0	5,5	10,7	6,9	37,2
0	4,5	1,8	1,4	0,9	0,7	1,3	1,6	3,6	2,0	13,3
$\geq 5$		0,1	—	—	—	0,2	—	0,2	—	0,5
$\bar{T}_0$		-3,6	-1,9	-2,1	-2,6	-3,3	-5,1	-5,9	-4,0	—

Повторяемость (%) температуры воздуха по направлениям ветра у поверхности моря в начале теплого периода

$T_0$ °C		Направление ветра								
от	до	Штиль	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	С
Апрель										
≤ -5		0,7	—	—	—	—	—	—	2,1	—
-0	-4,5	—	0,8	2,1	4,3	0,8	6,4	1,4	2,1	2,1
0	4,5	2,2	6,4	4,3	17,9	6,4	22,9	3,6	7,2	2,1
5	9,5	—	0,7	0,7	0,7	1,4	—	—	—	0,7
$\bar{T}_0$		-0,3	0,9	0,4	0,5	2,2	0,5	0,4	-4,4	0,7
Общая повторяемость		2,9	7,9	7,1	22,9	8,6	29,3	5,0	11,4	4,9
Июнь										
≤ 0		—	—	—	0,2	—	—	—	—	—
0	4,5	3,6	4,2	1,7	4,4	2,7	9,1	1,8	6,0	1,4
5	9,5	3,3	7,4	3,3	12,5	6,0	14,2	2,7	4,2	2,2
10	14,5	0,9	1,1	0,4	1,8	0,9	2,2	0,4	1,3	—
$\bar{T}_0$		5,7	5,0	6,0	6,1	5,8	5,9	5,4	4,8	4,9
Общая повторяемость		7,8	12,7	5,4	18,9	8,6	25,6	4,9	11,5	3,6

тинента, осенью, наоборот, воздушные массы значительно теплее при потоках с Тихого океана, т. е. при ветрах южных румбов. Как правило, высокие температуры воздуха сочетаются с высокими температурами воды, при отрицательных температурах поверхности моря воздух также характеризуется либо слабо положительными, либо отрицательными температурами. Следует отметить, что при температуре воздуха на  $AT_{850} - 10$  °C и ниже температура воды не бывает выше 4 °C, а в подавляющем большинстве случаев не превышает 2 °C. Поверхность моря не бывает холоднее 5 °C при температуре воздуха на  $AT_{850}$  выше -5 °C, а при положительной температуре воздуха на  $AT_{850}$  температура морской поверхности достигает 10 °C и выше.

#### Выводы

У поверхности земли в летний период над Азиатским материком преобладает циклоническая деятельность, над Тихим океаном и дальневосточными морями — поле повышенного давления. Зимой над Азиатским материком господствует антициклоническая циркуляция, дальневосточные моря и акватории Тихого океана подвержены активной циклонической деятельности. Переходные сезоны характеризуются увеличением повторяемости зональных потоков в атмосфере с быстрым смещением высотных ложбин и гребней небольшой длины и амплитуды. Весной и осенью наблюдаются как летние, так и зимние процессы с преобладанием последних. Этому, наряду с весенним прогреванием и осенним выхолаживанием континента и океана, поверхности которых существенно различаются по своим физическим свойствам, благоприятствуют арктические вторжения, способствующие весной более длительному сохранению антициклонического режима, а осенью — более раннему его возобновлению. Главными центрами действия атмосферы здесь являются перманентные — алеутская депрессия и северо-тихоокеанский антициклон и сезонные — сибир-

ский антициклон с ленско-колымским гребнем зимой и дальневосточная депрессия и охотский антициклон летом.

Основным фактором, формирующим климат Охотского моря, является его положение на границе Азиатского материка и Тихого океана, мощное влияние которых обуславливает многие региональные особенности климата, в том числе изменчивость в режиме метеорологических элементов между северной и южной, западной и восточной частями моря.

Охотское море лежит на пути активных циклонов, с которыми связаны резкие ухудшения погодных условий и возникновение опасных и стихийных явлений, затрудняющих деятельность морских народнохозяйственных организаций.

Холодный период на Охотском море длится от 120—130 сут на юге до 210—220 сут на севере. Зимние условия атмосферной циркуляции благоприятствуют частому установлению здесь сильных и штормовых ветров с метелями и снегопадами, продолжающимися порой по несколько суток. Сочетание сильных ветров и отрицательных температур воздуха значительно увеличивает жесткость погоды и вызывает обледенение судов в период с ноября по апрель—май.

В этот период тепловой поток над Охотским морем направлен из моря в атмосферу и Охотское море не только в южной, но и в северной своей части, несмотря на теплоизоляцию ледяного покрова, оказывает согревающее влияние на воздушные массы, смещающиеся в соответствии с зимним муссоном на его поверхность. Это в большей степени отражается на термическом режиме, фон которого зимой выше, чем над соседними районами Азии.

В теплое время года, когда тепловой поток направлен из атмосферы, Охотское море способствует дополнительному охлаждению воздушных масс, смещающихся как с материка, так и с Тихого океана в соответствии с летним муссоном. Поэтому в теплый период значительной повторяемостью над

Охотским морем отличается облачная погода с морсью и густыми туманами.

Особенности внутрigoдового распределения давления в Восточной Азии и прилегающей акватории Тихого океана определяют годовой ход атмосферного давления над Охотским морем, обуславливая существенные различия в северной и южной его частях.

Для северной акватории Охотского моря характерен тип распределения атмосферного давления, близкий к континентальному, но с меньшей годовой амплитудой. Можно отметить более пониженный фон давления воздуха в течение всего года для северо-восточной части моря по сравнению с северо-западной.

Для юго-восточной акватории Охотского моря максимум атмосферного давления имеет место летом, что ближе к океаническому типу распределения. В юго-западной части моря давление воздуха имеет сложный ход с двумя максимумами — осенним (октябрь) и весенним (апрель) и минимумами — зимним (декабрь) и летним (июнь).

Особо напряженное барическое поле над Охотским морем создается в зимнее время при выходе сюда глубоких циклонов с давлением в центре 950—960 гПа, когда разность давлений воздуха между континентальными районами и морем может достигать 80 гПа и более.

Все многообразие синоптических процессов над Охотским морем практически может быть представлено 12 типовыми ситуациями, скорости ветра при которых будут определяться напряженностью барического поля, а направление — направлением изобар.

Усиление ветра до 15 м/с и более в течение года может быть вызвано любым типом барического поля, за небольшим исключением. Возникновению штормовых ситуаций благоприятствуют выходы глубоких циклонов на Охотское море, а также ложбина с востока, что чаще соответствует зимним барическим полям. В конце лета — начале осени усиления ветра до штормового могут быть связаны с выходом тропических циклонов.

С мая по сентябрь преобладают слабые ветры, причем в мае и сентябре на них приходится около половины всех наблюдений, а в июне — августе — подавляющее большинство.

Максимальные скорости ветра в северо-восточной и западной частях моря составляют 25—30 м/с, в центральной и восточной — 30—35 м/с, на юге моря отмечаются усиления ветра до 35—40 м/с и более.

Распределение ветров по направлениям показывает их связь с атмосферными процессами, в частности, со сменой знака преобладающих барических систем над сушей и морем от зимы к лету и от лета к зиме.

Вплоть до мая направления ветров сохраняют черты зимнего ветрового режима, но в южной части моря атмосферная циркуляция уже в апреле приобретает муссонный характер и к июню становится преобладающей над всей акваторией моря. С октября над морем устанавливается зимний ветровой режим с переносом воздушных масс с континента на море.

При каждом типе ветровых полей имеются свои особенности в развитии волнения.

Наибольшее развитие волны получают при прохождении глубоких циклонов через исследуемый район при устойчивых северо-восточном и северо-

западном ветрах. Особо штормовым районом является южная незамерзающая часть Охотского моря. Во время штормов высоты ветровых волн за исследуемый период достигали 8 м, а по оценкам, опубликованным ранее (А. К. Леонов, 1960 г.), в некоторых случаях высоты одиночных волн достигали 9—12 м. Наибольшие высоты волн зыби составляли 8—10 м, причем, по нашим оценкам, волны зыби чаще создают опасные ситуации на море. Поле зыби может создаваться удаленными синоптическими системами и распространяться далеко от очага их образования, проникая в южную часть Охотского моря через глубоководные Курильские проливы.

Наибольшие высоты волн соответствуют ветрам северного и северо-западного направлений, наименьшие — южного и восточного.

С северо-западным и северным ветрами, вероятность которых в холодный период особенно велика, связаны и самые низкие температуры воздуха, что определяется адвекцией воздушных масс с выхолаженного Азиатского материка или с ледяного покрова Охотского моря. При южном и восточном ветрах (адвекция с Тихого океана) имеют место наиболее высокие средние температуры воздуха.

Основной особенностью зимнего поля средних месячных температур воздуха над Охотским морем является формирование ложбинообразного изгиба изотерм вдоль восточного и западного побережий и термического гребня, направленного с Тихого океана через южные районы моря на его северную часть с раздвоением к северо-востоку и северо-западу.

Указанные особенности создаются уже с октября и сохраняются по май включительно. Летом температура воздуха у побережья оказывается выше, чем в открытой части моря. Абсолютный минимум температуры воздуха на севере моря может достигать  $-36...-51^{\circ}\text{C}$ , на юге — до  $-16^{\circ}\text{C}$ . В отдельные периоды даже в апреле в северных районах могут отмечаться понижения температуры воздуха до  $-34...-40^{\circ}\text{C}$ .

Максимум температуры воздуха во все месяцы года положителен над всей акваторией Охотского моря, за исключением крайнего северо-запада. В периоды потеплений, связанные зимой с вторжением мУВ с Тихого океана, на юге моря температура воздуха может повышаться до  $12-14^{\circ}\text{C}$ , на севере — до  $2-7^{\circ}\text{C}$ .

В течение длительного периода на Охотском море отмечаются условия, благоприятствующие обледенению судов — с ноября по апрель, а в северной части моря по май включительно.

Как показывает анализ конкретных случаев обледенения на море, оно возможно при значительном диапазоне метеорологических характеристик, но наиболее благоприятные условия создаются при северо-западном ветре с наибольшей вероятностью в интервале скоростей от 5 до 14 м/с и отрицательных температурах воздуха от  $-5$  до  $-15^{\circ}\text{C}$ . Как правило, обледенение тем сильнее, чем больше высота волн.

Температурно-ветровой режим свободной атмосферы над Охотским морем также имеет свои особенности.

Преобладающими на высотах являются северо-западный, западный и юго-западный ветры, причем с высотой имеет место увеличение повторяемости западного и юго-западного направлений.

Характерным является некоторое уменьшение средних скоростей ветра на  $A_{T_{850}}$  по сравнению со

значениями на уровне моря и последующее увеличение их с высотой до 18—22 м/с на АТ<sub>500</sub> (наибольшие скорости на этом уровне достигают 45—55 м/с). Ветры скоростью 30 м/с и более на АТ<sub>850</sub> встречаются с вероятностью около 1 %, на АТ<sub>700</sub> — 4 %, на АТ<sub>500</sub> — 22 %. Средние скорости ветра по направлениям на высотах изменяются на АТ<sub>850</sub> от 9,6 м/с (восточное направление) до 14—15 м/с (южное и юго-восточное), на АТ<sub>500</sub> от 11 м/с (северное и северо-восточное) до 22—23 м/с (южное, юго-западное и западное).

Температура воздуха с высотой понижается довольно быстро, достигая в холодный период средних значений -35,5...-36,6 °С на АТ<sub>500</sub>. На АТ<sub>850</sub> наибольшую повторяемость имеют температуры воздуха -10...-19 °С, а температура ниже -20 °С и выше -5 °С встречается практически с одинаковой вероятностью (около 15 %). На АТ<sub>700</sub> преобладают температуры воздуха в более узком интервале — от -20 до -24,5 °С, хотя нередко значения ниже -25 °С и выше -20 °С (около 30 %). На АТ<sub>500</sub> наибольшая повторяемость приходится на значения -35,0...-39,5 °С. Зависимость температуры воздуха на высотах от направления ветра довольно заметная. Разница между наиболее низкими температурами воздуха (при северо-западном и западном ветрах) и наиболее высокими (при ветрах южных румбов) составляет около 6 °С, а у поверхности моря 2—3 °С.

Аппроксимация эмпирических распределений характеристик давления, зональной и меридиональной составляющих скорости ветра, температуры воздуха известными законами показывает, что приближение к нормальному закону распределения вполне приемлемо. Что касается модуля скорости ветра, то при аналитическом описании возникают трудности, связанные как с ограниченностью распределения слева, так и с резкими спадами от модальных градаций в сторону возрастающих и убывающих значений.

Охотское море на востоке отделено от Тихого океана хребтами п-ова Камчатка, что существенно затрудняет воздухообмен с основным источником увлажнения. На юге моря, наоборот, обеспечивается практически свободный доступ воздушных масс с Тихого океана, наиболее активный в период развития летнего муссона.

В результате здесь создается свой особый режим увлажнения, определяемый циклонической деятельностью над морем и адвекцией влажного умеренного воздуха с Тихого океана. Зимой большое влияние оказывает перемещающийся с Азиатского материка кУВ с малым влагосодержанием и низкими температурами воздуха.

В центральной части моря и на прилегающей к Курильским островам акватории в течение всего года, исключая сентябрь—октябрь, создаются условия, характеризующиеся значительной повторяемостью ухудшенной видимости. Летом они обусловлены густыми и продолжительными туманами, дымкой, моросью, зимой — снегопадами и метелями, охватывающими обширные пространства моря.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авиационно-климатическая характеристика Северо-Восточной Азии. — М.: Воениздат, 1983. — 187 с.
2. Атлас волнения и ветра Охотского моря /Сост. Ю. И. Бубликова. — Южно-Сахалинск: Сах. УГКС, 1966. — 105 с.
3. Атлас опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства г/м явлений. Японское, Охотское и Берингово моря. — М.: Изд. ГУННО МО, 1980. — 251 с.
4. Блюттген И. География климатов. Т. 2 / Пер. с нем. — М.: Прогресс, 1973. — С. 134—145.
5. Витвицкий Г. Н. Зональность климата Земли. — М.: Мысль, 1980. — 252 с.
6. Дашко Н. А. Особенности зимнего режима ветров на Охотском море // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1979. — Вып. 216. — С. 110—119.
7. Дашко Н. А. Способ прогноза преобладающего ветра над Охотским морем зимой с двухсуточной заблаговременностью // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1981. — Вып. 232. — С. 124—132.
8. Дашко Н. А. Способ прогноза сильного ветра на Охотском море зимой с помощью линейного дискриминантного и регрессионного анализов // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1983. — Вып. 245. — С. 56—66.
9. Дашко Н. А. Ветровой режим района Колымской ГЭС и некоторые проблемы его прогноза // Региональные вопросы синоптической метеорологии и климатологии / Дальневост. ун-т. — Владивосток, 1982. — С. 31—45. — Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД в 1982 г., № 171.
10. Дашко Н. А., Варламов С. М., Мызникова И. Э. Исследование циклонов, выходящих на Охотское море, с целью прогноза их перемещения и эволюции // Региональные вопросы синоптической метеорологии и климатологии / Дальневост. ун-т. — Владивосток, 1988. — С. 138—151. — Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД в 1988 г., № 820.
11. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982. — С. 157—173.
12. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 711 с.
13. Ильинский О. К., Егорова М. В. Циклоническая деятельность над Охотским морем в холодное полугодие // Тр. ДВНИИГМИ. — 1962. — Вып. 14. — С. 34—38.
14. Климатический и гидрологический атлас Охотского моря / Под ред. В. С. Самойленко. — М.: Гидрометеиздат, 1956. — 104 с.
15. Климатические параметры Восточно-Сибирского и Дальневосточного экономических районов / Под ред. Л. Е. Анапольской, И. Д. Копанева. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 390 с.
16. Кондратьев В. И. Климат Камчатки. — М.: Гидрометеиздат. Моск. отд-ние, 1974. — 202 с.
17. Кошинский С. Д. Режимные характеристики ветров на морях СССР. Ч. 2. Север Японского, Охотского и Берингова моря. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 391 с.
18. Леонов А. К. Региональная океанография. — Л.: Гидрометеиздат, 1960. — С. 186—290.
19. Магидович И. П., Магидович В. И. Очерки по истории географических открытий. Т. 3. — М.: Просвещение, 1984. — 318 с.
20. Математическая статистика: Учебник / В. М. Иванова, В. Н. Калинина, Л. А. Нешумова, И. О. Решетникова. — М.: Высш. шк., 1981. — 381 с.
21. Прикладная статистика: Основы моделирования и первичная обработка данных. Справочное издание / С. А. Айвазян, И. С. Енюков, Л. Д. Мешалкин. — М.: Финансы и статистика, 1983. — 471 с.
22. Руководство по долгосрочным прогнозам погоды на 3—10 дней. Т. 1. — М.: Гидрометеиздат. Моск. отд-ние, 1968. — С. 3—48.
23. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. II. Вып. 5. — Л.: Гидрометеиздат, 1988. — 175 с.
24. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. III. Вып. 4. — Л.: Гидрометеиздат, 1965. — 212 с.
25. Руководство по месячным прогнозам погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1972. — 365 с.
26. Статистические методы для ЭВМ /Пер. с англ. под ред. К. Энелейна, Э. Рэлстона, Г. С. Уилфа. — М.: Наука, 1986. — 460 с.
27. Стехновский Д. И., Васильев К. П. Справочник по навигационной гидрометеорологии. — М.: Транспорт, 1976.
28. Суховой В. Ф. Моря Мирового океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 228 с.
29. Ханевская И. В. Температурный режим свободной атмосферы над северным полушарием. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 229 с.
30. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 647 с.

### 3. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ

Тепловой баланс поверхности моря как интегральная характеристика взаимодействия поверхностных вод с атмосферой формируется за счет радиационного прогрева верхнего слоя вод, эффективного излучения в атмосферу, а также турбулентных потоков явного и скрытого тепла через границу раздела.

В окраинных морях Дальневосточного региона, расположенных в умеренных широтах с ярко выраженным муссонным климатом, процессы теплового взаимодействия двух сред играют важную роль в регулировании их термодинамического состояния, при образовании и таянии льда, в возникновении термических аномалий на морской поверхности. В силу разных причин исследования теплового баланса Охотского моря крайне малочисленны и не затрагивают всех аспектов этой проблемы.

#### 3.1. Изученность вопроса

Первые широко известные сведения о тепловом балансе поверхности Охотского моря относятся к середине 50-х годов [1]. М. И. Будыко представил обобщенные сведения о пространственном распределении составляющих теплового баланса на поверхности Мирового океана. Однако малое количество исходных данных и большие пространственные масштабы усреднения для региона дальневосточных морей дают основание рассматривать полученные в работе [1] оценки лишь как ориентировочные.

Обобщение всех известных на тот период гидрометеорологических наблюдений для Охотского моря [4] послужило основой специального исследования баланса тепла морской поверхности и его составляющих [2]. Авторы работы [2] рассчитали радиационные и турбулентные потоки в центрах двухградусных квадратов и проанализировали годовой ход теплового баланса по пространству моря. На основе оценки теплового баланса за год сделан вывод о существовании внутриводного притока тепла за счет адвекции тихоокеанских вод, компенсирующего потери тепла морской поверхностью при ее сезонном охлаждении.

Роль теплообмена в изменчивости температуры воды и формировании ее разномасштабных аномалий исследовалась в работах Л. Е. Веселовой (1972, 1975). Для расчета составляющих теплового баланса автором использованы многолетние наблюдения береговых гидрометстанций. Эти исследования получили дальнейшее развитие в работе Е. Г. Золотухина и В. Н. Григорьева (1985). Оценки теплового баланса морской поверхности с учетом ледового покрова приведены в работе Л. П. Якунина (1974).

Все упомянутые исследования отличаются различной степенью детализации изучаемого явления, объемом использованной для обобщения информации. Положенные в их основу упрощенные расчетные методы были разработаны в 50—60-х годах и к настоящему времени устарели. В настоящей работе на основе современных методов получены количест-

венные характеристики изменчивости пространственной структуры и внутригодовых колебаний теплового баланса и его составляющих на поверхности моря по средним многолетним данным.

#### 3.2. Использованные материалы и методы исследований

Для расчета средних многолетних значений теплового баланса поверхности моря, свободной ото льда, использованы средние месячные карты температуры воды и воздуха, относительной влажности воздуха, скорости ветра, приземного атмосферного давления, общего количества облаков, составленные ВНИИГМИ—МЦД. Эти карты построены на основе массива судовых наблюдений за период 1900—1987 гг., включающего 917 000 данных. Значения гидрометеорологических элементов снимались с карт в узлах регулярной двухградусной сетки. Среднее многолетнее положение кромки сплошных льдов в период с декабря по май получено из работы Л. П. Якунина (1987).

Значения баланса тепла морской поверхности определены из соотношения:

$$B = R \pm QT \pm QLE, \quad (3.1)$$

где  $B$  — тепловой баланс поверхности моря;  $R$  — радиационный баланс;  $QT$  — турбулентный теплообмен;  $QLE$  — затраты тепла на испарение. Все слагаемые из выражения (3.1) приведены к единой размерности — МДж/м<sup>2</sup>.

Радиационный баланс морской поверхности рассчитан в соответствии с [6] как разность между поглощенной солнечной радиацией  $Q$  и эффективным излучением  $E_{эф}$ :

$$R = Q - E_{эф}. \quad (3.2)$$

Поглощенная радиация, которая зависит от даты и широты места, температуры воздуха, альбедо морской поверхности  $A$  и балла общей облачности  $NO$ , получена из уравнения

$$Q = Q_0 f(NO)(1 - A), \quad (3.3)$$

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

Эффективное излучение представляет собой разность между излучением поверхности моря  $E_w$  и противоизлучением атмосферы  $\varepsilon E_a$ :

$$E_{эф} = E_w - \varepsilon E_a, \quad (3.4)$$

где  $\varepsilon$  — интегральная излучательная способность морской поверхности.

Турбулентные потоки явного  $QT$  и скрытого  $QLE$  тепла рассчитаны в узлах двухградусной сетки по таблицам ГГО, входными параметрами для кото-

рых служат средние значения скорости ветра на уровне 10 м  $u_0$  и эффективного перепада температур. Последний рассчитывается по формуле

$$\Delta T_{\text{эф}} = \Delta T_{\text{ва}} + 0,108 \Delta E_{\text{ва}}, \quad (3.5)$$

где  $\Delta T_{\text{ва}}$  — разность температур вода—воздух;  $\Delta E_{\text{ва}}$  — перепад влажности в приводном слое. Используемые в работе таблицы ГГО предназначены для расчета турбулентных потоков явного и скрытого тепла по осредненным исходным данным с учетом повторяемости штормов. В основу вычислений положены алгоритмы, приведенные в работе [7]:

$$QT = (112 - 0,4\bar{t}) \{ [1 - q(u \geq 17)] \times \\ \times \bar{u}_0 c_0(\bar{u}_0, \Delta T_{\text{эф}}) + A(\bar{u}) \} (\bar{t}_0 - \bar{t}); \quad (3.6)$$

$$QLE = (172 - 0,8\bar{t}) \{ [1 - q(u \geq 17)] \times \\ \times \bar{u}_0 c_0(\bar{u}_0, \Delta T_{\text{эф}}) + A(\bar{u}) \} (\bar{e}_0 - \bar{e}). \quad (3.7)$$

Поправка на штормовые условия определена в виде

$$A(u) = 19q(u = 17...21)c'_0(u = 17...21, \bar{u}) + \\ + 22,5q(u = 21...24)c'_0(u = 21...24, \bar{u}) + \\ + 27q(u = 24...30)c'_0(u = 24...30, \bar{u}), \quad (3.8)$$

где  $q(u \geq 17)$  — вероятность (в долях единицы) скорости штормовых ветров, превышающих 17 м/с;  $q(u = 17...21)$ ,  $q(u = 21...24)$ ,  $q(u = 24...30)$  — частные вероятности, равные суммам вероятностей соответствующих единичных интервалов  $q(u = 17...18)$ ,  $q(u = 18...19)$ , ...,  $q(u = 29...30)$ ;  $c_0(u, \bar{u})$  — коэффициенты турбулентного обмена при отсутствии штормов;  $c'_0(u, \bar{u})$  — коэффициенты турбулентного обмена в штормовых условиях. Результаты расчета средних многолетних значений теплового баланса и его составляющих представлены ниже в виде карт, графиков, таблиц.

Статистические оценки теплового баланса поверхности моря (средние значения, стандартные отклонения, коэффициенты вариации, взаимные корреляционные связи средних месячных полей) рассчитаны на ЭВМ с помощью стандартного пакета статистических программ SSP.

### 3.3. Пространственная структура и внутригодовые колебания

Составляющие теплового баланса испытывают значительные пространственные и временные колебания, обусловленные как сезонной изменчивостью атмосферной циркуляции и близостью Азиатского материка, так и внутригодовой трансформацией тепловой структуры поверхностных вод, связанной с особенностями циркуляции, с процессами образования и таяния льда. В целом для моря средний годовой результирующий теплообмен на поверхности отрицателен и составляет  $-1010 \text{ МДж/м}^2$ . Этот результат хорошо согласуется с оценкой полного теп-

лового баланса поверхности ( $-1040 \text{ МДж/м}^2$ ), полученной в работе [2].

Компенсация потерь тепла Охотским морем происходит за счет адвекции япономорских вод в его южной части через прол. Лаперуза и тихоокеанских вод на юго-востоке через Курильские проливы. В среднем для всей акватории продолжительность как теплого (апрель—сентябрь), так и холодного (октябрь—март) периодов получается одинаковой. Однако значительные пространственные неоднородности теплового баланса, которые в течение года формируются под воздействием преобладающих атмосферных процессов и особенностей циркуляции поверхностных вод в различных районах моря, характеризуются разной продолжительностью периодов поступления и потерь тепла (рис. 3.1).

Самые ранние сроки начала осеннего охлаждения и смены знака результирующего теплообмена (от августа к сентябрю) наступают вблизи северо-западного побережья моря, в то время как на большей части акватории этот процесс происходит на месяц позднее. И лишь к ноябрю область отрицательных значений теплового баланса распространяется на южные и юго-восточные окраины моря (рис. 3.1 а).

Весной переход к положительному балансу тепла происходит первоначально в южной части акватории вблизи прол. Лаперуза в марте, а спустя месяц положительные значения охватывают уже всю восточную часть бассейна, прослеживаясь вдоль западного побережья п-ова Камчатка до  $59^\circ \text{ с. ш.}$  В северной и северо-западной областях смена знака происходит от апреля к маю. Наибольшее запаздывание (от мая к июню) отмечается вблизи Шантарских островов и в Сахалинском заливе, что совпадает с периодом разрушения ледяного покрова в этом районе (рис. 3.1 в).

Результатом неравномерного прогрева и последующего осенне-зимнего охлаждения морской поверхности в различных районах является разная продолжительность существования положительных и отрицательных значений теплового баланса. Так, результирующая теплоотдача в атмосферу сохраняется в течение 8 мес (с сентября по апрель) вдоль западного и северо-западного побережья и 6 мес в восточной части бассейна (рис. 3.1 б). Отрицательный баланс в районе поступления тихоокеанских вод вдоль Курильских островов существует с ноября по март, а в зоне адвекции из Японского моря, вытянутой к северо-востоку от прол. Лаперуза — с ноября по февраль. При сравнении полученных результатов с данными Якунина отмечается совпадение в расположении районов максимальной продолжительности периодов интенсивной теплоотдачи и районов с наиболее ранним ледообразованием и самым поздним разрушением ледяного покрова. Такое совпадение объясняется характером теплового взаимодействия морской поверхности с атмосферой в осенний и зимний сезоны.

В среднем для всей акватории моря со сменой знака теплового баланса от сентября к октябрю, обусловленной быстрым охлаждением прилегающего континента, существенно возрастает пространственная неоднородность в поле результирующего теплообмена. В течение этого переходного периода коэффициенты вариации месячных полей теплового баланса поверхности достигают максимальных значений, свидетельствуя о глубокой

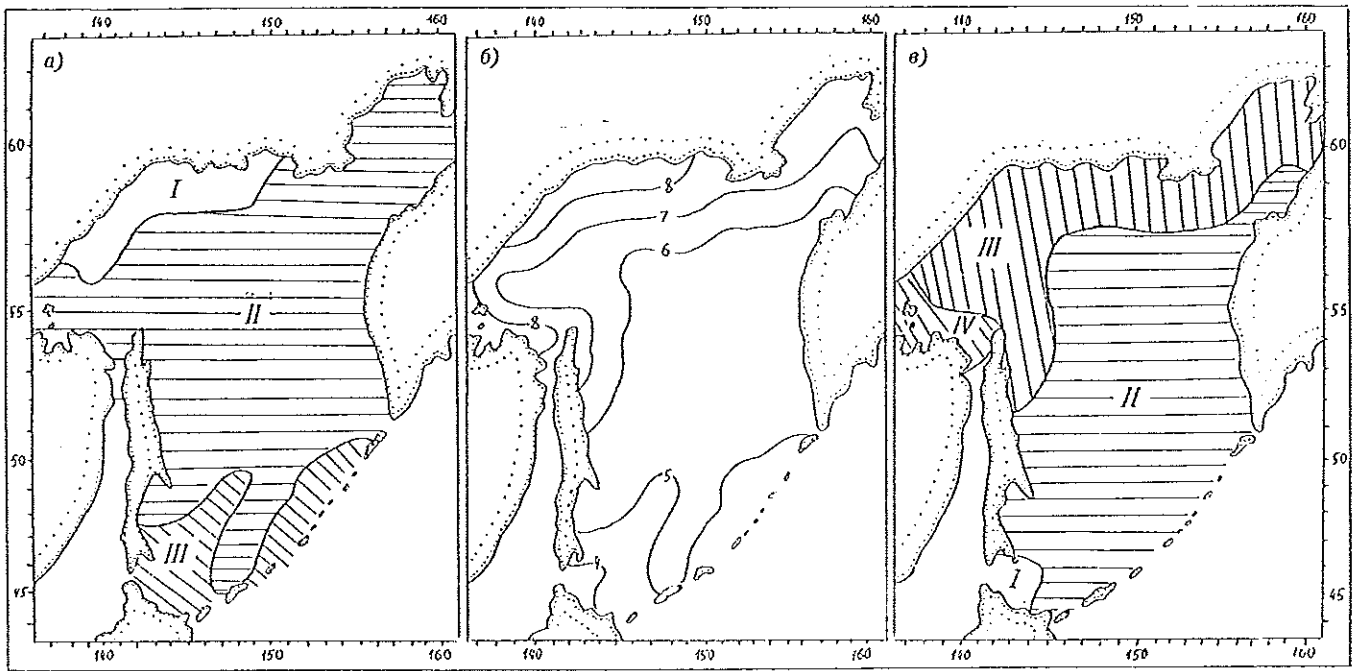


Рис. 3.1. Распределение сроков смены знака теплового баланса на акватории Охотского моря осенью (а) (I — от августа к сентябрю, II — сентябрь—октябрь, III — октябрь—ноябрь) и весной (в) (I — от февраля к марту, II — март—апрель, III — апрель—май, IV — май—июнь), а также продолжительность периода охлаждения (мес) в течение года (б).

перестройке пространственной структуры теплообмена, связанной с возникновением и развитием зимнего муссона (табл. 3.1). Важным показателем данного процесса является время установления максимума теплоотдачи (минимума баланса) в холодный период года. В среднем для всей акватории оно приходится на январь (см. табл. 3.1). Однако в различных районах моря сроки колеблются от ноября (в районах активного ледообразования) до февраля (на южной периферии бассейна). Эти особенности отчетливо выделяются в годовом ходе теплообмена, представленном на рис. 3.2. С начала формирования зимнего муссона в сентябре—октябре до стадии его максимального развития в феврале происходит уменьшение коэффициентов вариации от 0,454 до 0,117, т. е. постепенное уменьшение временной изменчивости баланса от начала к концу рассматриваемого периода.

Весенняя смена знака теплового баланса в марте—апреле сопровождается быстрым радиационным прогревом поверхностных вод. В это время существенно усиливается пространственная неоднородность в поле теплообмена, обусловленная разрушением зимнего муссона и перестройкой атмосферной циркуляции (см. табл. 3.1). Уже в мае результирующее поступление тепла к морской поверхности превышает  $390 \text{ МДж/м}^2$  в среднем для акватории, достигая максимума в июне. При этом пространственная неоднородность в поле теплового баланса становится минимальной (см. рис. 3.8), что может свидетельствовать об установившемся летнем типе процессов теплообмена. В течение года в пространственном распределении результирующего потока тепла отчетливо выделяются два периода: ноябрь—февраль — период большой пространственной изменчивости суммарного баланса (размах

Таблица 3.1

Средние месячные значения теплового баланса  $B$ , их стандартные отклонения  $\sigma$ , коэффициенты вариации  $K_v$  и пространственные размахи месячных значений суммарного теплового  $\Delta B$ , радиационного  $\Delta R$  и виртуального  $\Delta(QT + QLE)$  балансов на акватории Охотского моря

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$B \text{ МДж/м}^2$	-762	-600	-180	210	460	490	435	300	110	-170	-590	-710
$\sigma \text{ МДж/м}^2$	115	61	36	56	18	10	16	26	50	73	121	94
$K_v$	0,151	0,117	0,200	0,267	0,039	0,020	0,037	0,087	0,454	0,429	0,205	0,132
$\Delta B \text{ МДж/м}^2$	800	400	200	450	100	60	74	200	300*	500	1000	800
$\Delta R \text{ МДж/м}^2$	200	100*	100	150	100	50	50	100	150	175*	200	200
$\Delta(QT + QLE) \text{ МДж/м}^2$	500	250	100	250	50*	35*	20*	25	150	450	800	500

\* Знак баланса по акватории моря переменный.

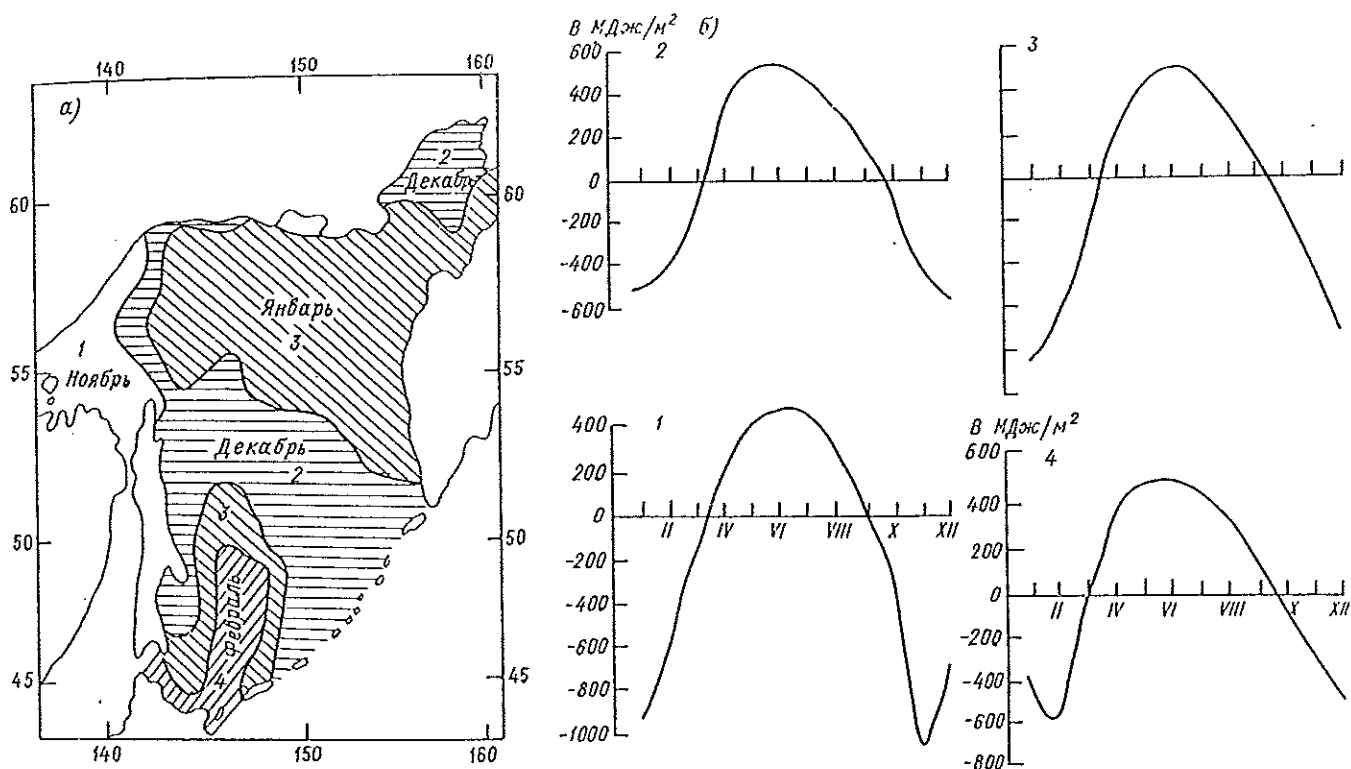


Рис. 3.2. Распределение сроков наступления минимума теплового баланса  $B$  по акватории Охотского моря (а) и годовой ход этой характеристики в районах 1—4 (б).

от 400 до 1000  $\text{MJ/m}^2$  в месяц), связанный с интенсивными потерями тепла морем (примерно от 600 до 750  $\text{MJ/m}^2$  в месяц), и май—июль — период малой изменчивости (100  $\text{MJ/m}^2$  в месяц и менее), связанной со значительным накоплением тепла в море (435—460  $\text{MJ/m}^2$  в месяц). Отмечается увеличение пространственной изменчивости (до 450—500  $\text{MJ/m}^2$ ) в месяцы смены знака суммарного баланса (апрель и октябрь).

Обобщенным показателем при районировании морской поверхности по степени активности процессов теплообмена между двумя средами может служить размах внутригодовых колебаний теплового баланса (рис. 3.3 а). Его максимальные значения (1700—1950  $\text{MJ/m}^2$ ) приурочены к районам наиболее раннего ледообразования: в заливах Сахалинском, Шелихова, вблизи Шантарских островов и Охотска. В холодный период года при господству-

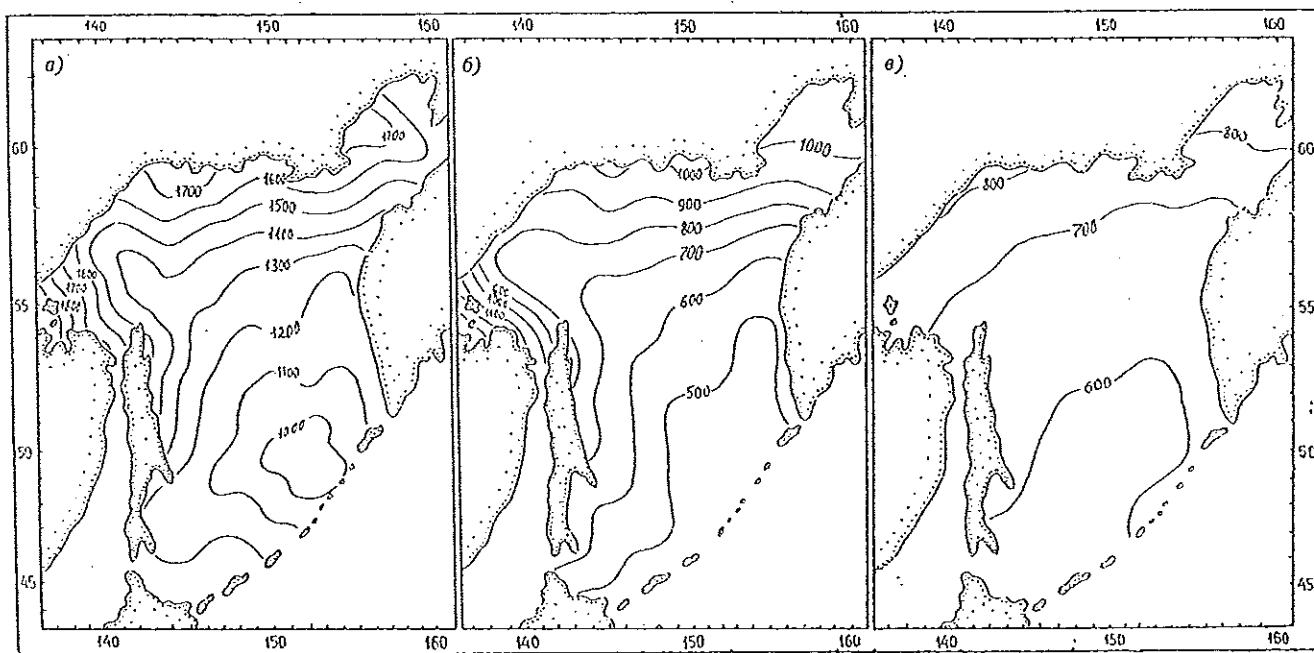


Рис. 3.3. Пространственное распределение размаха ( $\text{MJ/m}^2$ ) внутригодовых колебаний теплового баланса (а), виртуального теплообмена (б) и радиационного баланса (в) поверхности Охотского моря.

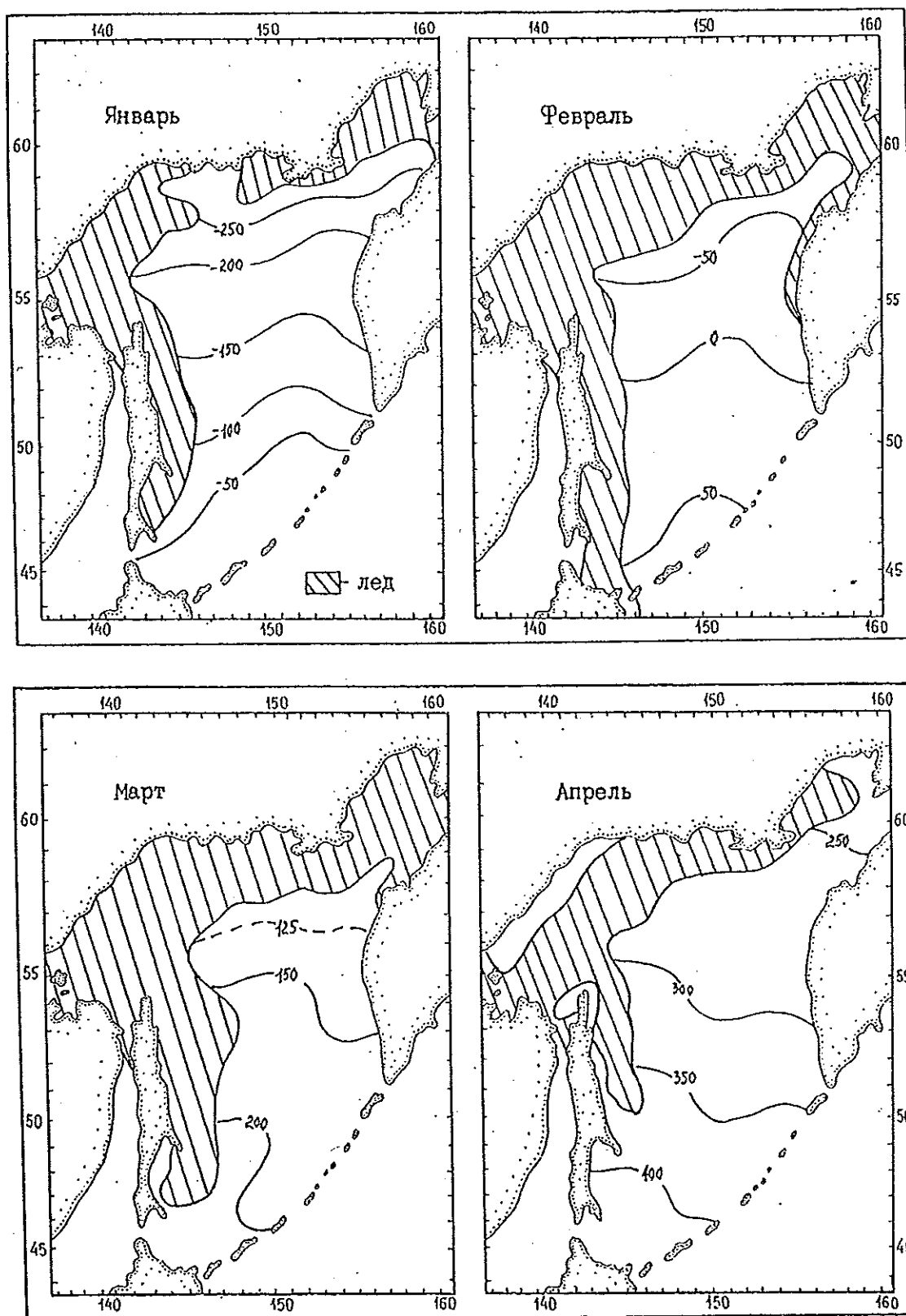


Рис. 3.4. Пространственное распределение радиационного баланса ( $\text{МДж}/\text{м}^2$ ) поверхности Охотского моря.

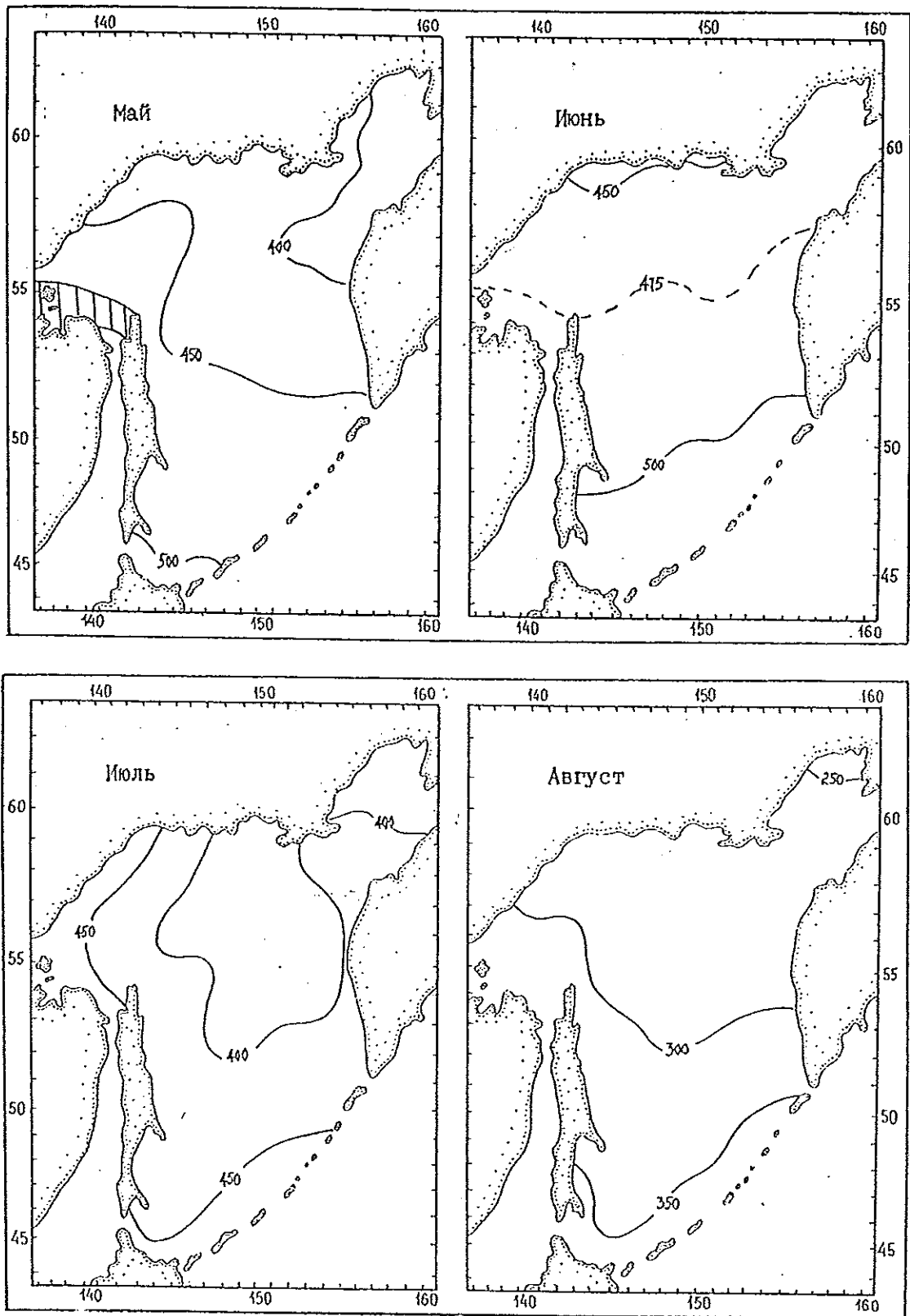


Рис. 3.4 (продолжение).

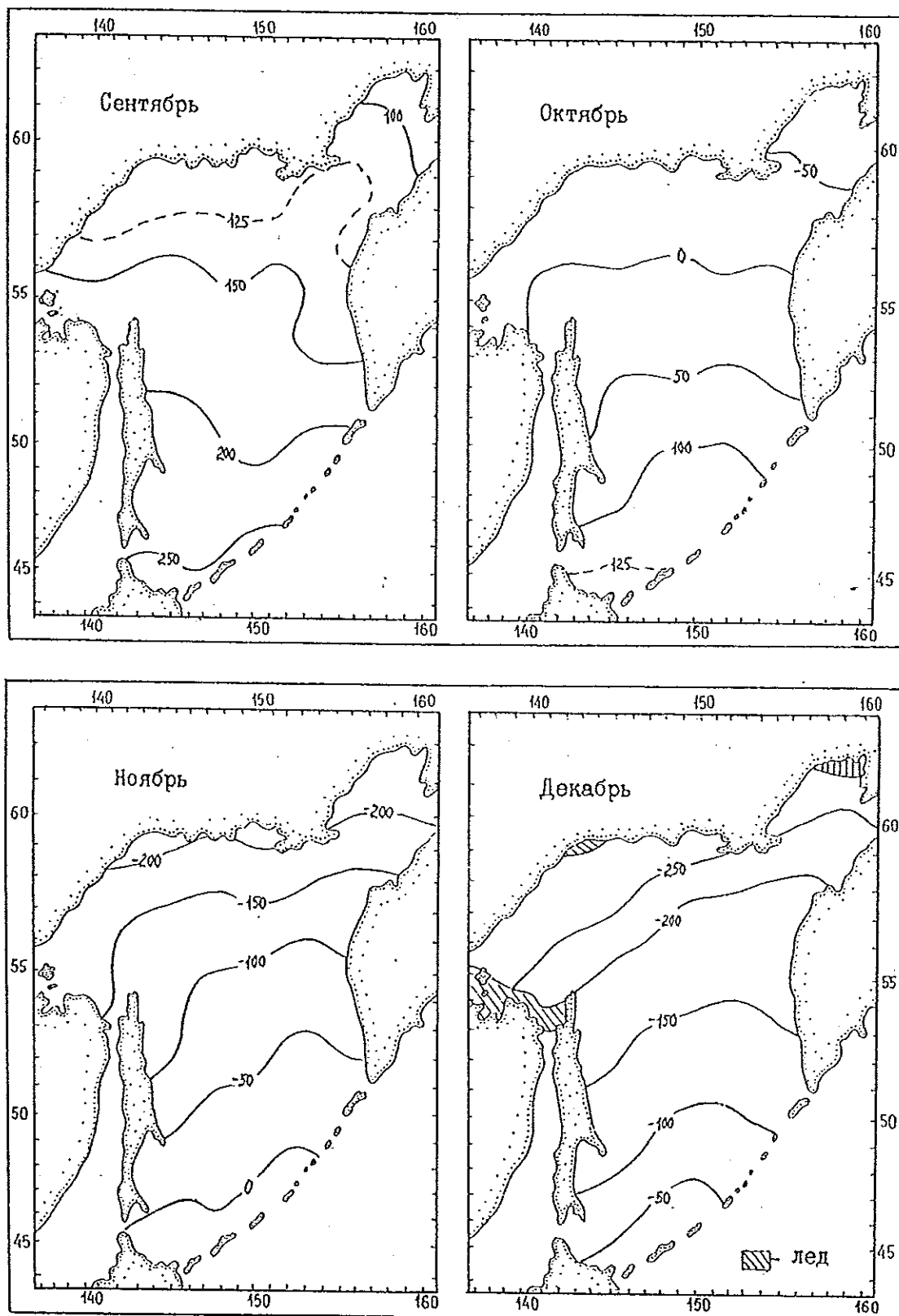


Рис. 3.4 (продолжение).

ющих здесь западных и северо-западных ветрах происходит вторжение очень холодных (до  $-20^{\circ}\text{C}$  и ниже в январе) континентальных масс воздуха на более теплую подстилающую поверхность, формирование больших перепадов температур вода—воздух и интенсификация турбулентных потоков явного и скрытого тепла. Эти прибрежные районы являются наиболее энергоактивными в Охотском море. Минимальный размах колебаний теплового баланса (около  $1000 \text{ МДж/м}^2$ ) отмечается вблизи Курильских островов, что связано с ослаблением турбулентной теплоотдачи в холодные месяцы года вследствие насыщения теплом и влагой континентального воздуха при его движении над морской поверхностью.

Приведенные выше общие закономерности пространственно-временной структуры теплового баланса формируются за счет определяющего вклада тех или иных составляющих. Поэтому, прежде чем перейти к анализу внутригодовой трансформации месячных полей результирующего теплообмена, остановимся на пространственной и временной эволюции его составляющих — радиационного баланса  $R$  и виртуального потока  $QT + QLE$ .

Внутригодовой размах колебаний радиационного баланса при общем возрастании с юга на север изменяется в широких пределах: от  $540 \text{ МДж/м}^2$  в районе прол. Лаперуза до  $860 \text{ МДж/м}^2$  в зал. Шелихова (рис. 3.3 а). Осенний переход радиационного баланса к отрицательным значениям связан с началом периода охлаждения. Этот процесс первоначально (октябрь) охватывает лишь северную часть бассейна, постепенно распространяясь к декабрю на всю акваторию (рис. 3.4). Вследствие усиления циклонической деятельности и с ростом повторяемости штормов существенно уменьшается количество поглощенной радиации на поверхности моря при од-

новременном возрастании эффективного излучения в атмосферу. В декабре на всей акватории радиационный баланс минимален, а в последующие месяцы (январь—март) начинает быстро увеличиваться. Уже в марте повсеместно наблюдаются положительные значения  $R$ .

В период осенне-зимнего охлаждения хорошо выражено широтное распределение радиационного баланса, которое нарушается в течение весенне-летнего прогрева с ростом вклада поглощенной радиации в результирующее значение  $R$  (см. рис. 3.4). Последнее обстоятельство объясняется регулирующим влиянием облачности на количество поглощенной радиации. В мае область пониженных значений  $R$  распространяется из зал. Шелихова на всю северо-восточную часть моря, тогда как в его юго-западной части происходит интенсивный прогрев поверхностных вод. В среднем месячном поле облачности в этот период хорошо прослеживается уменьшение общего количества облаков от восточной к западной границе бассейна.

Максимальное результирующее поступление тепла к морской поверхности отмечается в июне. Среднее месячное поле радиационного баланса характеризуется высокой пространственной однородностью. В июле распределение  $R$  отличается хорошо выраженной меридиональностью и наибольшей площадью области пониженного поступления тепла в северной части моря. В течение последующих месяцев размеры этой области сокращаются и к октябрю на всей акватории устанавливается широтное пространственное распределение радиационного баланса.

На основании годового хода  $R$  на поверхности моря выделены районы с характерным его распределением (рис. 3.5). Кривые различаются в основном по размаху внутригодовых колебаний и по сро-

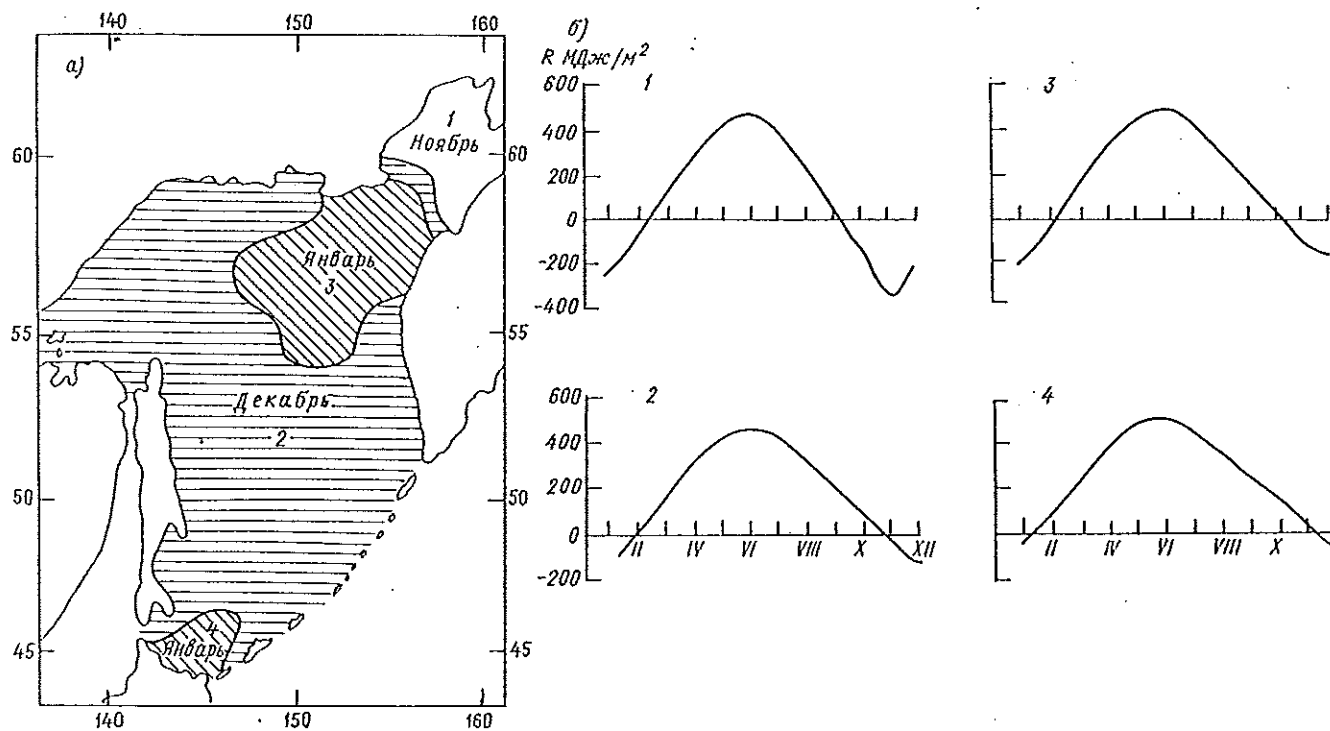


Рис. 3.5. Распределение сроков наступления минимума радиационного баланса  $R$  по акватории Охотского моря (а) и годовой ход этой характеристики (б) в районах 1—4.

кам наступления минимума радиационного баланса: от ноября — в зал. Шелихова до января — в северо-восточной части моря и вблизи северного побережья о. Хоккайдо. На большей части акватории минимум  $R$  наступает в декабре. Таким образом, для Охотского моря характерны процессы как регионального прогрева морской поверхности в теплую часть года, протекающие крайне неравномерно в различных районах, так и радиационного выхолаживания в холодные месяцы, когда эффективное излучение в атмосферу преобладает над количеством поглощенной радиации. Эти особенности вносят существенный вклад в формирование сложной пространственно-временной структуры теплового баланса морской поверхности.

Виртуальный теплообмен  $QT + QLE$  — наиболее изменчивая составляющая результирующего потока тепла. Он зависит от температуры подстилающей поверхности, скорости ветра в приводном слое, температуры и влажности воздушных масс, преобладающее направление переноса которых определяется сезонными особенностями атмосферной циркуляции. С октября по март в период зимнего муссона сухой континентальный полярный воздух переносится с северо-западными потоками, тогда как во время летнего муссона направление движения воздушных масс обратное и над акваторией распространяется насыщенный влагой и теплом морской полярный воздух [3].

Существует еще ряд промежуточных типов циркуляции, имеющих невысокую повторяемость. Поэтому при анализе теплового баланса и его составляющих наиболее важны характеристики воздушных масс, связанные с преобладающими синоптическими процессами в течение зимнего и летнего муссона. Известно [3], что основным фактором, возбуждающим циклоническую циркуляцию вод Охотско-

го моря, являются господствующие в зимний период северо-западные ветры. Поскольку основной перенос вод и тепла течениями осуществляется в верхнем 100-метровом слое [5], на большей части акватории пространственное распределение турбулентной теплоотдачи хорошо согласуется с характером циркуляции вод. Минимальные внутрисезонные колебания  $QT + QLE$  (менее  $520 \text{ МДж/м}^2$ ) наблюдаются в районе адвекции теплых тихоокеанских вод через Курильские проливы и вдоль западного побережья п-ова Камчатка до  $55^\circ \text{ с. ш.}$  (рис. 3.3 б).

В соответствии с общим циклоническим характером циркуляции область пониженных внутрисезонных колебаний распространяется в северо-западном направлении до  $140^\circ \text{ в. д.}$ , а затем отклоняется к западу и с холодным течением вдоль восточного побережья о. Сахалин опускается далеко на юг. Максимальные размахи внутрисезонных колебаний  $QT + QLE$  (более  $1040 \text{ МДж/м}^2$ ) отмечаются в шельфовой зоне моря: в районах Сахалинского залива, Шантарских островов, вдоль северо-западного побережья и в зал. Шелихова, где хорошо выражен сезонный прогрев поверхностных вод в весенне-летний период и резко увеличиваются разности температур вода—воздух и перепады влажности в приводном слое в результате быстрого охлаждения континента с началом зимнего муссона. В этих районах раньше, чем в других, наступает максимум турбулентной теплоотдачи (в ноябре) (рис. 3.6).

К январю область наиболее интенсивных потоков явного и скрытого тепла распространяется почти на всю северную часть моря (от  $54^\circ \text{ с. ш.}$ ). В юго-западной части моря максимум отдачи тепла наступает лишь в феврале. Такая задержка становится понятной при сопоставлении потоков явного и скрытого тепла и оценке относительного вклада каждого из них в результирующий теплообмен. В

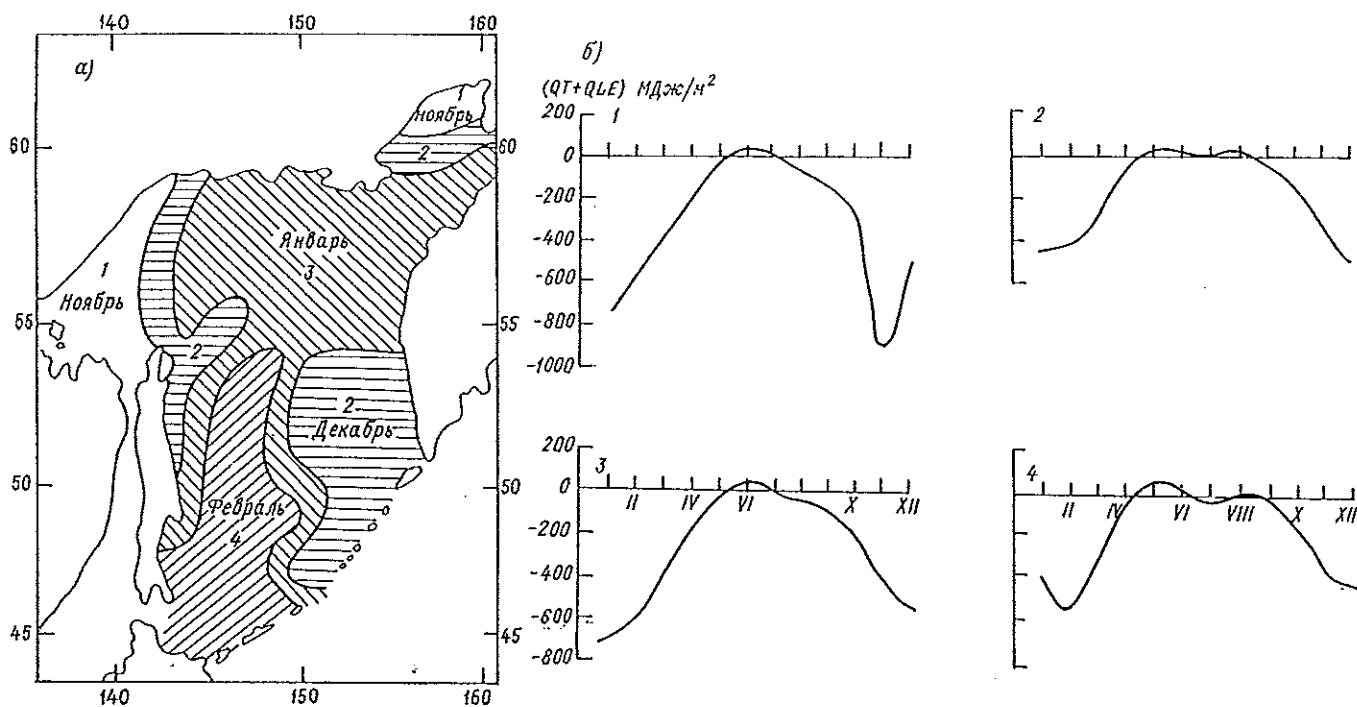


Рис. 3.6. Распределение сроков наступления максимума суммарной турбулентной теплоотдачи  $QT + QLE$  по акватории Охотского моря (а) и годовой ход этой характеристики в районах 1—4 (б).

холодный период в большинстве районов моря из-за низкой температуры поверхностных вод давление насыщенного водяного пара мало и перепады влажности в приводном слое невелики. При вторжениях континентального воздуха потоки явного тепла в 5—10 раз превышают затраты тепла на испарение. Распространяясь над морской поверхностью, воздушные массы постепенно прогреваются, что приводит к уменьшению разности температур вода—воздух на южных и юго-восточных окраинах моря и к сокращению относительного вклада явного тепла в виртуальный теплообмен на фоне общего ослабления турбулентной теплоотдачи в направлении с северо-запада на юго-восток.

В феврале в южной части акватории формируется область повышенных по сравнению с другими районами перепадов влажности. Поскольку от января к февралю здесь не отмечается заметных изменений температуры воздуха, увеличение давления насыщенного водяного пара и перепадов влажности происходит за счет усиления адвекции теплых вод из Японского моря и через южные Курильские проливы в Охотское море. Вследствие этого в феврале заметно возрастают затраты тепла на испарение, увеличивается их относительный вклад в  $QT + QLE$  и над областью распространения теплых вод в южной части моря наблюдается максимум турбулентной теплоотдачи.

Районирование акватории в зависимости от сроков формирования наиболее интенсивных потоков явного и скрытого тепла в атмосферу позволило выявить особенности годового хода  $QT + QLE$ , характерные для каждого из этих районов. В северной части моря (к северу от  $54^\circ$  с. ш.) на протяжении 10 мес виртуальный теплообмен отрицателен и лишь в июне—июле меняет знак, оставаясь близким к нулю. Южнее  $54^\circ$  с. ш. период существования небольших положительных значений  $QT + QLE$  увеличивается вдвое (май—август) одновременно с уменьшением размаха внутригодовых колебаний по сравнению с северными районами моря (см. рис. 3.6). Последнее обстоятельство связано с адвекцией в летний период теплых и влажных воздушных масс, при прохождении которых над южными и юго-восточными районами моря заметно уменьшаются разности температур и перепады влажности в приводном слое.

Пространственная эволюция средних месячных полей виртуального теплообмена в течение года представлена на рис. 3.7. В сентябре с началом формирования зимнего муссона на большей части акватории значение  $QT + QLE$  отрицательно, за исключением области, расположенной вдоль Курильских островов, и небольших локальных зон апвеллинга холодных промежуточных вод у восточного побережья о. Сахалин и п-ова Пьягина. К октябрю интенсивность турбулентной теплоотдачи увеличивается в 3—4 раза, достигая максимальных значений вблизи Шантарских островов и в северной части зал. Шелихова.

В ноябре с развитием зимнего муссона вдоль всего побережья к северу от  $54^\circ$  с. ш. наблюдаются значительные разности температур вода—воздух ( $\Delta T_{wa} \geq 15^\circ\text{C}$ ), перепады влажности ( $\Delta E_{wa} \geq 4$  гПа) и максимальные скорости ветра (более 11 м/с). В этот период максимум результирующей турбулентной теплоотдачи достигает  $1300$  МДж/м<sup>2</sup> в районе

Шантарских островов и превышает  $1040$  МДж/м<sup>2</sup> в северной части зал. Шелихова. В ноябре по сравнению с другими периодами года в среднем месячном поле  $QT + QLE$  наиболее отчетливо выделяется область минимальных (менее  $390$  МДж/м<sup>2</sup>) значений турбулентной теплоотдачи, вытянутая от юго-западного побережья п-ова Камчатка к северо-западу и соответствующая зоне распространения тихоокеанских вод (см. рис. 3.7).

В течение трех последующих месяцев (декабрь—февраль) с возникновением и развитием ледяного покрова в северной, северо-западной и западной частях моря максимум турбулентной теплоотдачи ( $780$ — $910$  МДж/м<sup>2</sup>) наблюдается в прикромочных зонах, где континентальный воздух выходит на свободную ото льда морскую поверхность. В период весеннего прогрева уменьшается интенсивность потоков явного и скрытого тепла в атмосферу. В апреле в южной части акватории над областью теплых вод происходит смена знака  $QT + QLE$ , а к маю этот процесс охватывает большую часть моря, расположенную южнее  $56^\circ$  с. ш. Минимум результирующего турбулентного теплообмена ( $-10$ ... $10$  МДж/м<sup>2</sup>) наблюдается в июне, когда радиационный прогрев поверхностных вод наибольший. В течение последующего месяца на всей акватории также сохраняются условия слабого обмена скрытым теплом между двумя средами. В августе над северной частью моря хорошо выражена область пониженного давления, в пределах которой увеличивается облачность, препятствующая радиационному прогреву поверхностных вод, и возрастает турбулентная теплоотдача, тогда как в его южной части по-прежнему сохраняются слабые положительные значения  $QT + QLE$  (см. рис. 3.7).

Таким образом, в течение года характер временной изменчивости виртуального обмена теплом неодинаков в различных частях моря. Она максимальна вблизи Шантарских островов, в зал. Шелихова и вдоль северо-западного побережья. В этих энергоактивных районах моря вследствие быстрого выхолаживания поверхностных вод за счет интенсивной турбулентной отдачи явного и скрытого тепла в атмосферу начинается наиболее раннее ледообразование.

Рассмотренные выше особенности пространственно-временной изменчивости радиационного баланса и виртуального теплообмена позволяют дать характеристику внутригодовой эволюции средних месячных полей теплового баланса морской поверхности и оценить степень их взаимных связей.

Охлаждение верхнего слоя вод начинается в сентябре первоначально на северо-западной окраине моря и в северной части зал. Шелихова, где тепловой баланс меняет знак, в то время как на остальной акватории еще продолжается радиационный прогрев поверхностных вод (рис. 3.8). В течение октября—ноября результирующая теплоотдача в атмосферу быстро увеличивается, достигая максимальных значений вблизи Шантарских островов (от  $650$  МДж/м<sup>2</sup> в октябре до  $1430$  МДж/м<sup>2</sup> в ноябре) и в зал. Шелихова (от  $520$  МДж/м<sup>2</sup> в октябре до  $1040$  МДж/м<sup>2</sup> в ноябре). Над областью распространения тихоокеанских вод в восточной части моря в этот период результирующий поток тепла существенно ослаблен. В осенний сезон сохраняется тесная связь пространственной структуры полей теплового баланса в процессе их эволюции от месяца к месяцу. Коэффици-

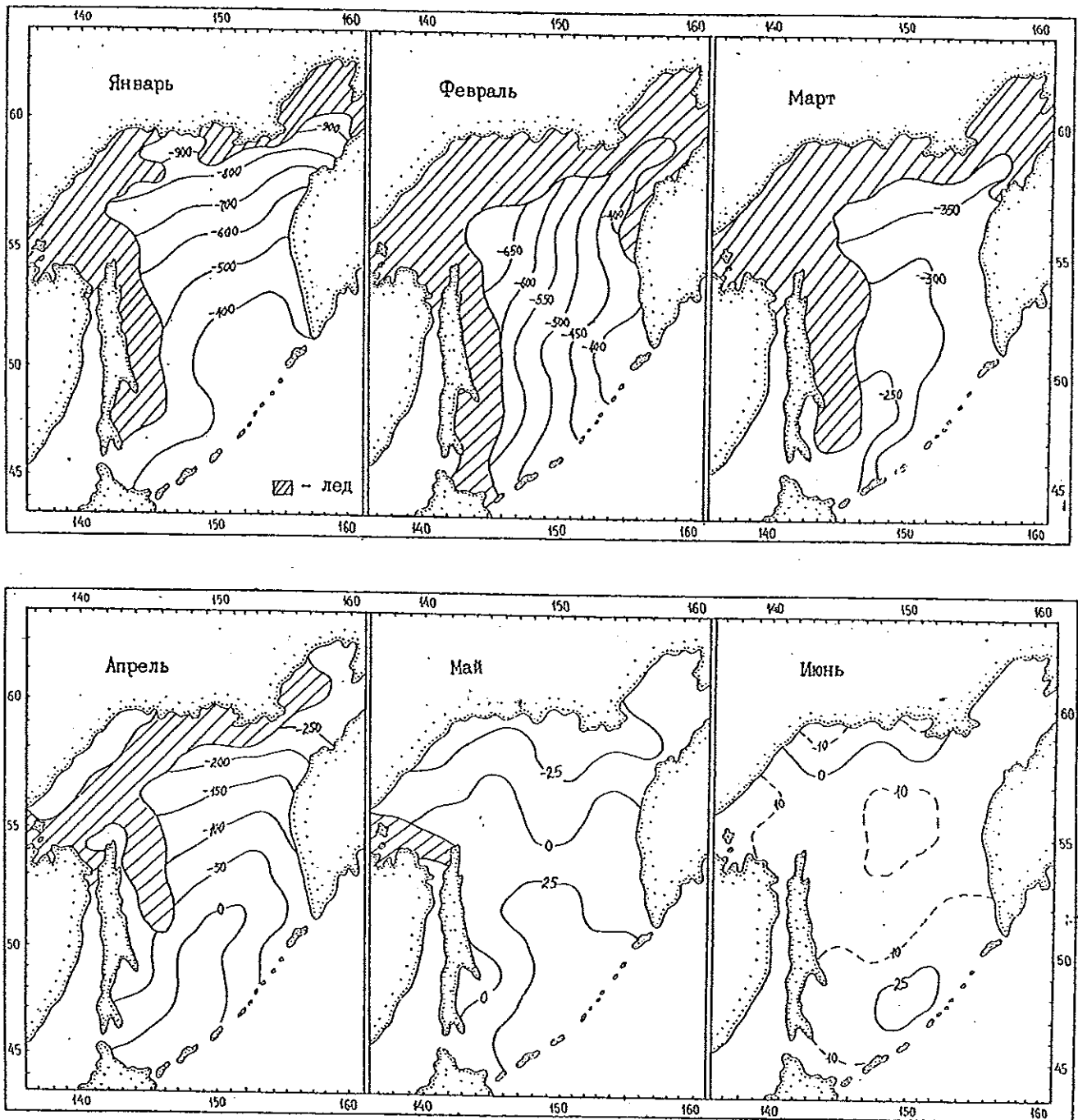


Рис. 3.7. Пространственное распределение виртуального теплообмена ( $\text{МДж}/\text{м}^2$ ) на поверхности Охотского моря.

енты корреляции ( $r_{IX-X}$  и  $r_{X-XI}$ ) средних месячных полей результирующего теплообмена составляют  $0,80 \pm 0,31$  при 99 %-ной обеспеченности (табл. 3.2).

От ноября к декабрю происходит перестройка пространственной структуры теплового баланса, которая характеризуется ослаблением более чем в два раза теплоотдачи в западной части моря и дальнейшей интенсификацией турбулентных потоков явного и скрытого тепла на всей остальной акватории. В декабре—январе наибольшая отдача тепла в атмосферу ( $-1170 \text{ МДж}/\text{м}^2$ ) наблюдается вдоль северного побережья (см. рис. 3.8). Перестройка процессов теплообмена от осени к зиме сопровождается быстрым уменьшением степени связи средних месячных

ных полей в этот переходный период ( $r_{XI-XII} = 0,45 \pm 0,31$ ). Однако в последующие зимние месяцы преобладающая в развитии пространственной структуры теплового баланса от декабря к январю и далее к февралю сохраняется, а теснота связи средних месячных полей вновь возрастает ( $r_{XII-I} = 0,86 \pm 0,31$ ,  $r_{I-II} = 0,86 \pm 0,31$ ).

В феврале распределение результирующей теплоотдачи на свободной ото льда акватории приобретает хорошо выраженную меридиональность с максимумом ( $650 \text{ МДж}/\text{м}^2$ ) в северо-западной прикромочной зоне (см. рис. 3.8). В марте с началом весеннего прогрева в пространственном распределении теплового баланса происходят заметные изменения,

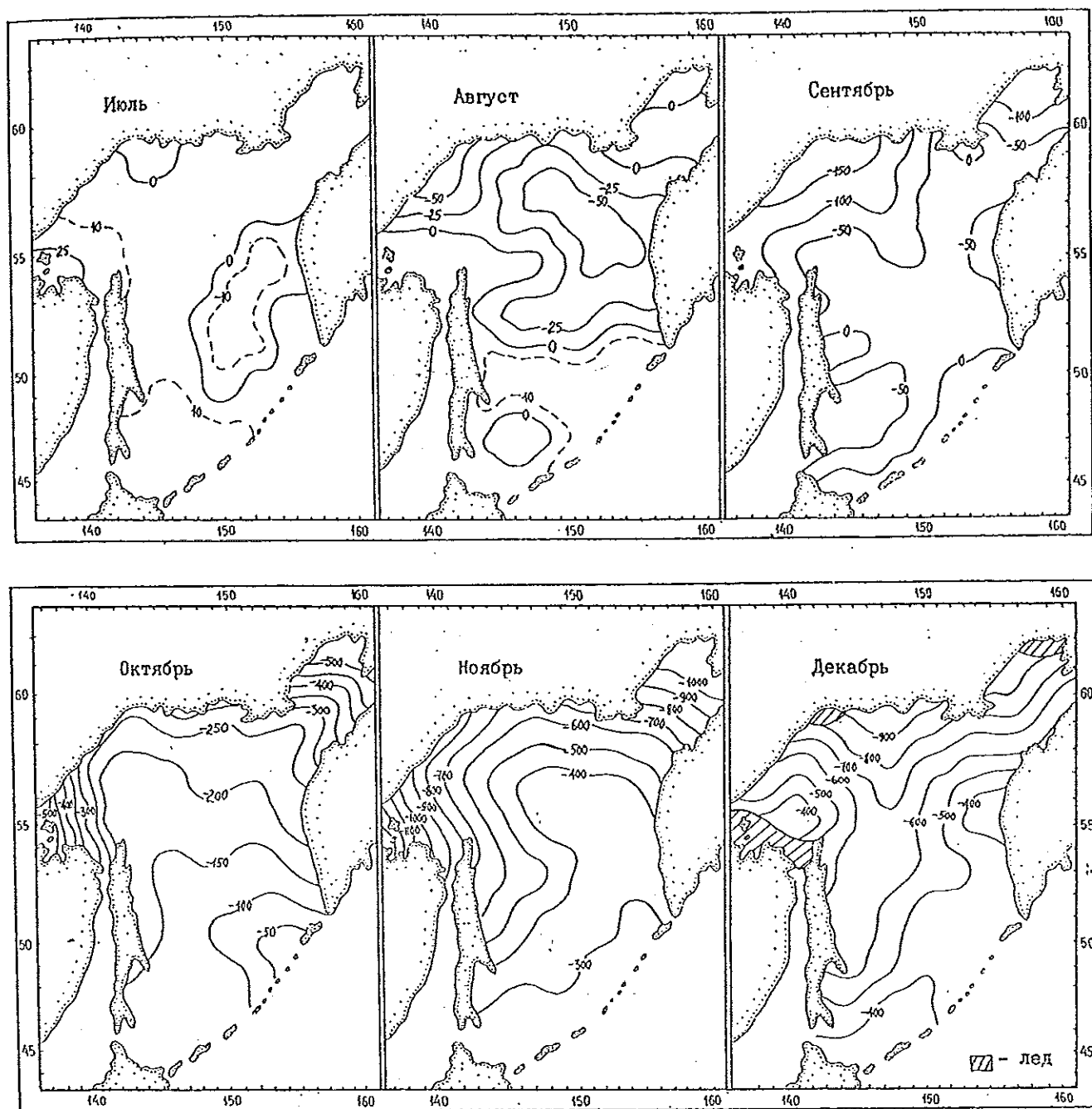


Рис. 3.7 (продолжение).

которые заключаются в существенном ослаблении теплоотдачи на всей акватории и формировании в южной части моря области положительных значений результирующего потока тепла. В апреле положительный баланс устанавливается на всем море, за исключением зал. Шелихова.

Средние месячные поля теплового баланса в весенний сезон характеризуются высокой степенью связности их пространственной структуры ( $r_{III-IV} = 0,92 \pm 0,31$ ,  $r_{IV-V} = 0,83 \pm 0,31$ ). Однако от мая к июню эта преимственность заметно ослабевает. Июньское поле теплообмена отличается однородностью. В этот период поверхностный слой вод получает наибольшее количество тепла. В июле—ав-

густе над северо-восточной частью акватории формируется область пониженного атмосферного давления. Увеличение облачности препятствует радиационному прогреву поверхности, что приводит к уменьшению теплового баланса. Перестройка пространственной структуры теплообмена от июня к июлю сопровождается ослаблением взаимосвязи средних месячных полей этой характеристики ( $r_{VI-VII} = 0,49 \pm 0,31$ ). Однако в последующие месяцы (июль—сентябрь) преимственность в развитии процессов теплообмена и высокая степень их взаимосвязи вновь восстанавливаются (см. табл. 3.2). Таким образом, во внутригодовой эволюции пространственной структуры теплового баланса можно выделить как сезонные, так и переходные процес-

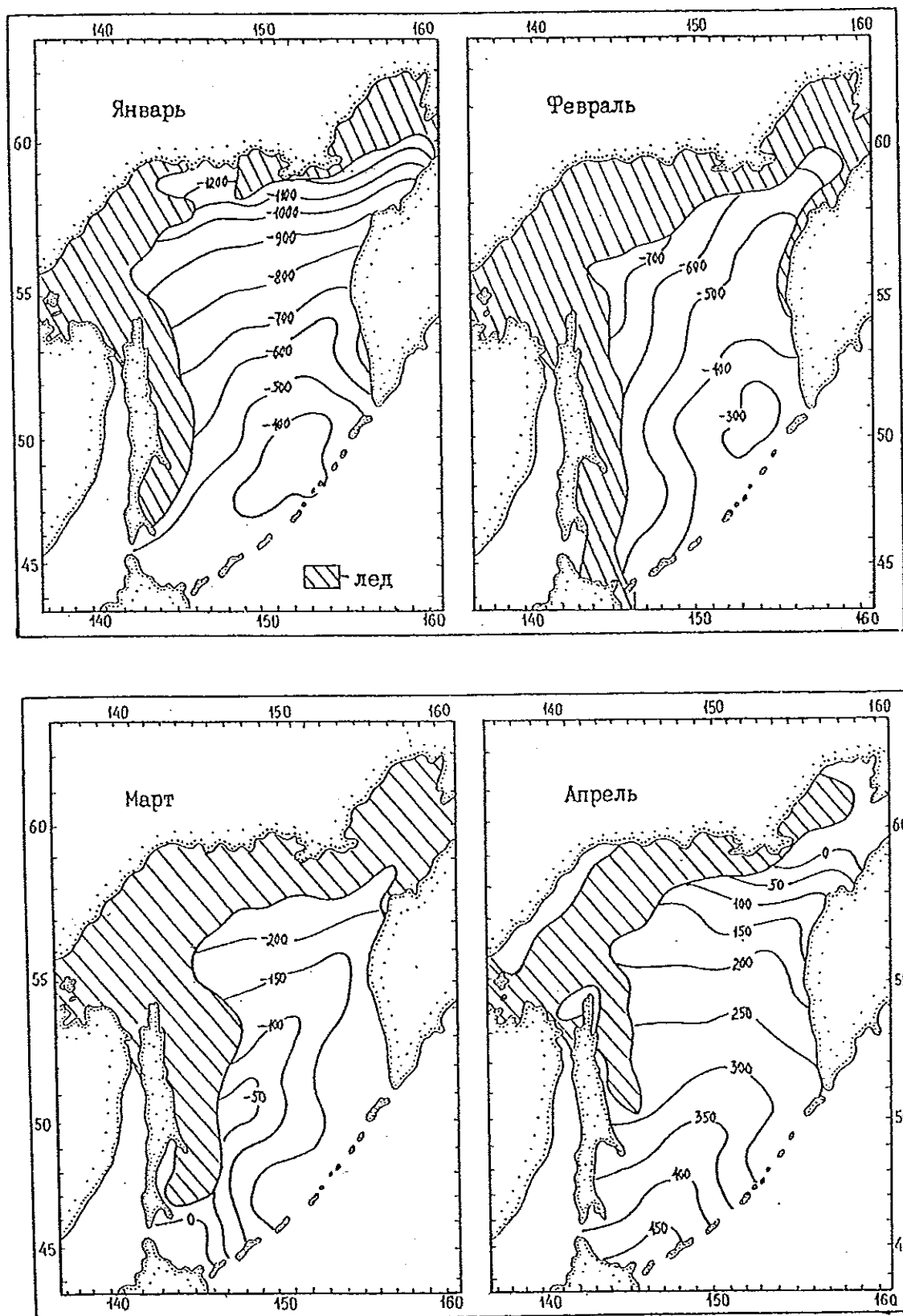


Рис. 3.8. Пространственное распределение теплового баланса ( $\text{МДж}/\text{м}^2$ ) поверхности Охотского моря.

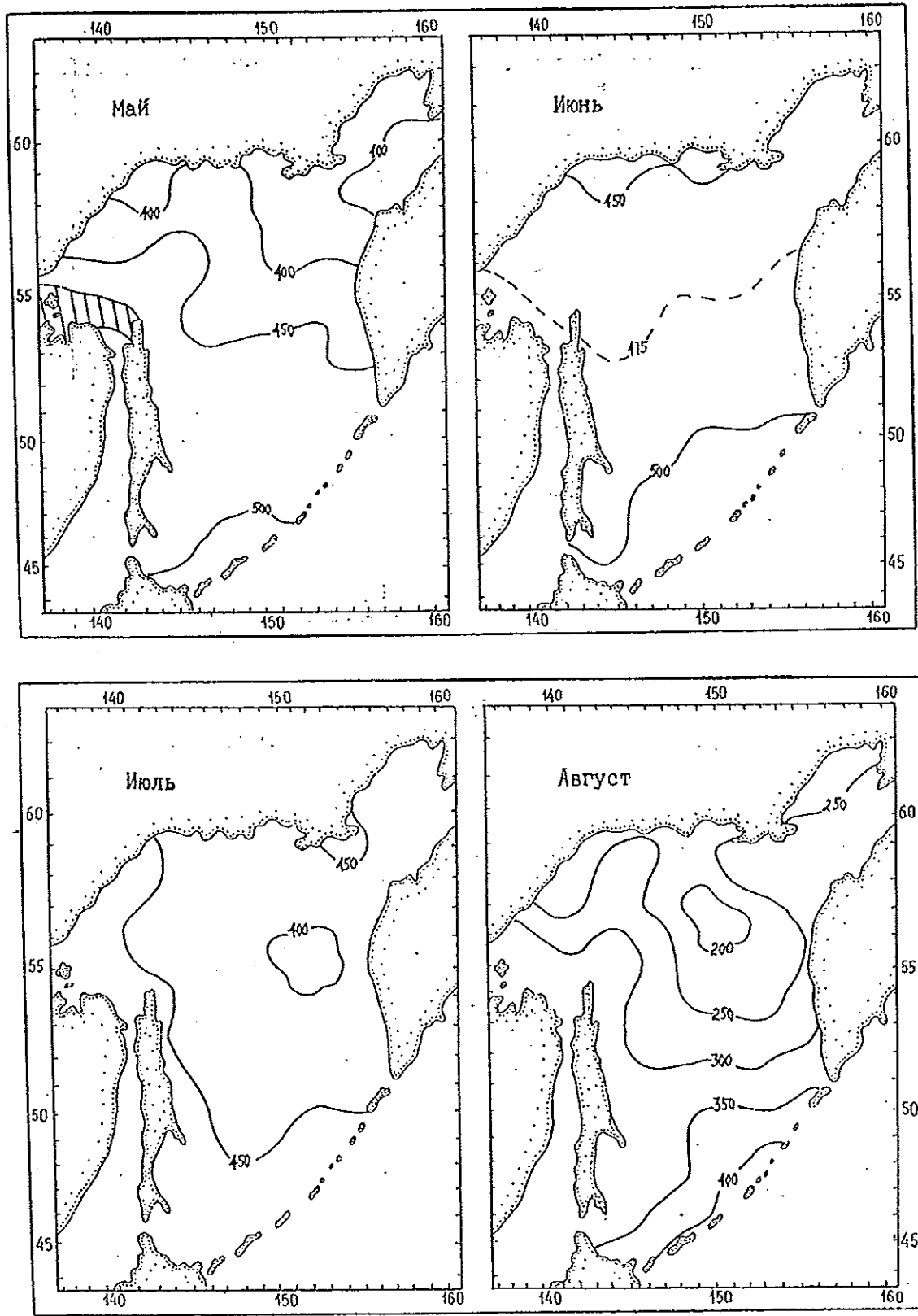


Рис. 3.8 (продолжение).

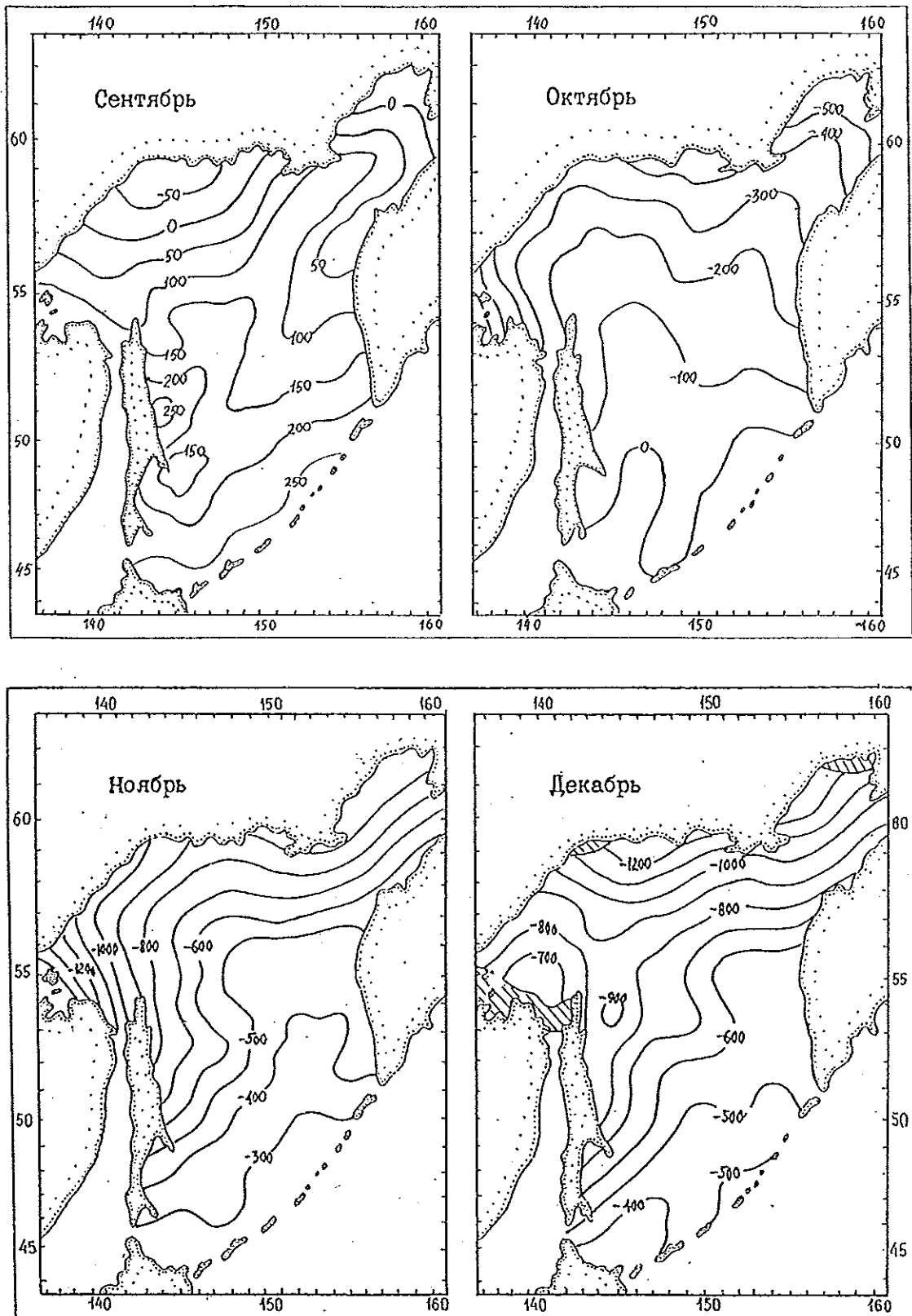


Рис. 3.8 (продолжение).

Коэффициенты взаимной корреляции средних месячных полей теплового баланса поверхности Охотского моря  
( $N = 67$ ;  $r_{кр} = 0,31$  при  $\alpha = 0,01$ )

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
I	1,00											
II	0,85	1,00										
III	0,87	0,58	1,00									
IV	0,93	0,67	0,92	1,00								
V	0,75	0,49	0,75	0,83	1,00							
VI	0,61	0,47	0,52	0,53	0,48	1,00						
VII	0,08	0,09	0,03	0,01	0,10	0,49	1,00					
VIII	0,49	0,41	0,39	0,40	0,48	0,69	0,72	1,00				
IX	0,46	0,33	0,36	0,37	0,36	0,76	0,58	0,84	1,00			
X	0,62	0,43	0,50	0,59	0,54	0,73	0,26	0,62	0,80	1,00		
XI	0,64	0,52	0,50	0,59	0,41	0,68	-0,05	0,38	0,60	0,79	1,00	
XII	0,86	0,67	0,84	0,89	0,70	0,46	-0,05	0,24	0,19	0,38	0,45	1,00

Примечание.  $N$  — длина ряда;  $r_{кр}$  — значимый уровень корреляции;  $\alpha$  — уровень значимости.

сы. Первые характеризуются тесной взаимной связью средних месячных полей теплообмена в пределах каждого отдельного сезона, вторые — перестройкой его пространственного распределения между сезонами. Исключение составляет летний период, когда заметные изменения структуры теплового баланса от июня к июлю вызваны формированием области пониженного атмосферного давления в северо-восточной части моря.

Определенное прогностическое значение имеют взаимосвязи между средними месячными подями результирующего теплообмена „зима—весна” и „лето—осень” с трехмесячной заблаговременностью (см. табл. 3.2). Наиболее тесная корреляция прослеживается между январем и апрелем ( $r_{I-IV} = 0,93 \pm 0,31$ ). Она означает, что сроки начала весеннего прогрева поверхностных вод зависят от теплоотдачи в предшествующую зиму. Достаточно высокая степень взаимосвязи отмечается между июнем и сентябрем ( $r_{VI-IX} = 0,76 \pm 0,31$ ). Поскольку в июне поверхность моря поглощает максимальное количество тепла по сравнению с другими месяцами года, от интенсивности теплообмена в этот период зависят сроки начала осеннего охлаждения.

#### Выводы

В течение года в пространственном распределении теплового баланса выделяются два основных периода: ноябрь—февраль с большой и май—июль с малой пространственной изменчивостью. Отмечается повышенная изменчивость в месяцы смены знака суммарного баланса (апрель и октябрь).

Наиболее энергоактивные районы моря расположены в шельфовой зоне: в Сахалинском заливе и вблизи Шантарских островов, вблизи Охотска и в зал. Шелихова. Они характеризуются максимальными размахами внутригодовых колебаний теплового баланса ( $1700—1950 \text{ МДж/м}^2$ ), наиболее ранними сроками интенсивного выхолаживания морской поверхности (ноябрь) и совпадают с районами

активного начального ледообразования. Область распространения тихоокеанских вод на поверхности моря соответствуют минимальные размахи внутригодовых колебаний теплового баланса ( $1040 \text{ МДж/м}^2$ ) и слабая теплоотдача в осенне-зимний период.

Выделяются два основных типа изменчивости пространственной структуры теплового баланса: внутрисезонная и межсезонная. Первый тип характеризуется тесной корреляционной связью средних месячных полей теплообмена внутри сезона ( $r_{IX-X} = 0,80 \pm 0,31$ ,  $r_{XII-I} = 0,86 \pm 0,31$ ,  $r_{III-IV} = 0,92 \pm 0,31$ ), второй — перестройкой пространственного распределения баланса тепла поверхности от одного сезона к другому и уменьшением связи полей.

Установлена взаимосвязь между средними месячными полями теплового баланса с трехмесячной заблаговременностью, имеющая прогностическое значение: между январем и апрелем ( $r_{I-IV} = 0,93 \pm 0,31$ ) и июнем и сентябрем ( $r_{VI-IX} = 0,76 \pm 0,31$ ). Она означает, что сроки начала осеннего охлаждения и весеннего прогрева зависят соответственно от интенсивного летнего поступления тепла к морской поверхности и зимней теплоотдачи в атмосферу.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас теплового баланса / Под ред. М. И. Будыко. — Гидрометеиздат, 1955. — 255 с.
2. Баталин А. М., Васюкова Н. Г. Опыт расчета теплового баланса Охотского моря // Тр. Океанографической комиссии АН СССР. — 1960. — Т. 7. — С. 37—51.
3. Леонов А. К. Охотское море // Региональная океанография. Ч. 1. — Л., 1960. — С. 186—290.
4. Климатический и гидрологический атлас Охотского моря / Под ред. В. С. Самойленко. — М.: Гидрометеизд: Моск. отд-ние, 1956. — 136 с.
5. Перегудин А. С. Перенос вод и тепла в деятельном слое Охотского моря // Тр. ДВНИГМИ. — 1976. — Вып. 62. С. 174—183.
6. Рекомендации по расчету составляющих радиационного баланса поверхности океана. — Л.: Изд. ГЮ, 1982. — 97 с.
7. Характеристики энергообмена океан—атмосфера. Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 80 с.

## 4. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

### 4.1. Изученность вопроса

Гидрометеорологические исследования Охотского моря начались в XIX в. одновременно с освоением его биологических ресурсов, бурным развитием судоходства и укреплением торгово-экономических связей России с соседними странами. Торговые, военные и промысловые суда вели попутные наблюдения за ветром и температурой воды. Первые наблюдения за природными явлениями были эпизодическими, неполными, отличались недостаточной точностью и умозрительностью выводов.

Во второй половине XIX в. накопленные материалы позволили сделать первое обобщение по гидрологии моря, выполненное Л. И. Шренком [59, 60]. В дальнейшем С. О. Макаров [31] существенно развил и уточнил выводы Шренка. Он впервые составил карты распределения температуры воды и удельного веса на поверхности Охотского моря, отметил наличие в море холодного промежуточного слоя (как результат опускания поверхностных вод при охлаждении осенью и осолонении зимой), установил факт выхода глубинных вод на поверхность у полуостровов Кони и Пьягина и Курильских островов и указал на большую суточную изменчивость температуры воды.

В 30-х годах текущего столетия в связи с проблемой освоения природных ресурсов советского Дальнего Востока и омывающих его морей экспедиционные исследования приобретают целенаправленный и последовательный характер. В 1932 г. ТИНРО и ГГИ провели первую советскую океанографическую экспедицию под руководством К. М. Дерюгина [44]. По ее результатам были выявлены основные черты термического режима вод моря (распределение температуры по пространству и по вертикали). В это же время Охотскому морю уделяют большое внимание и японские ученые, которые по материалам своих экспедиций составили правильное представление о гидрологической структуре вод и отметили роль тихоокеанских вод, проникающих через Курильские проливы и прол. Лаперуза, в формировании гидрологического режима моря [23].

Следующий этап изучения Охотского моря относится к 50-м и 60-м годам, когда на акватории моря начинается работать комплексная океанографическая экспедиция ИОАН на э/с „Витязь”. Активное участие в исследованиях гидрологии Охотского моря начинают принимать в эти годы ДВНИГМИ, ТИНРО, Дальневосточное УГМС и Гидрографическая служба Краснознаменного Тихоокеанского флота (КТОФ). На основе собранного обширного материала многие исследователи рассмотрели ряд отдельных проблем гидрологии вод моря. Так, на значительное влияние проливов Курильской гряды на процессы, протекающие в море, указывалось в работах К. Т. Богданова [5], П. В. Ушакова [54], С. В. Бруевича и др. [6], А. К. Леонова [28], К. В. Морошкина [34], А. М. Баталина и Н. Г. Васюковой [3], Л. П. Якунина [62], А. С. Перегудина [40], Г. В. Румянцева [45]. При этом отмечалась сложность термодинамических процессов в самих проливах Ку-

рильской гряды. Уделено внимание и воздействию ветви теплых цусимских вод (течения Сойя) на термическое состояние поверхностных вод юго-западной части моря как в теплый, так и в холодный периоды [29, 33].

Термический режим моря исследовали Т. Т. Винокурова [13, 14], В. М. Глагольев и А. Д. Ковалев [18], Г. А. Цапко [57], В. И. Чернявский [58]. Вертикальная структура вод рассмотрена в работе А. К. Леонова [28]. Связи гидрологических условий с гидродинамикой вод и биологическими объектами уделяли внимание П. В. Ушаков [54], С. В. Бруевич и др. [6] и О. А. Харитонова [56]. Роль отдельных составляющих теплового баланса в гидрологических процессах моря исследовали А. М. Баталин и Н. Г. Васюкова [3], Л. П. Якунин [62]. Вопросы конвективного перемешивания и изменчивости структуры деятельного слоя исследовали Б. И. Тюрников [53], а также А. Д. Добровольский и Ю. А. Владимирцев [24]. Н. Б. Мерцалова (1956) изучала холодный промежуточный слой, его распределение по акватории моря в течение года, температуру и толщину по материалам 2464 гидрологических станций с 1887 по 1951 г. Проведена систематизация информации по месяцам для двухградусных квадратов.

Помимо вышеперечисленных, появляются и монографические работы А. К. Леонова [29], К. В. Морошкина [33], Т. И. Супранович (1969, 1973), в которых довольно полно освещены гидрологические особенности Охотского моря и подведен итог предыдущим исследованиям.

Леонов [29], исследовав водные массы, заполняющие котловину Охотского моря, пришел к выводу, что в этом регионе присутствуют тихоокеанские воды, поступающие через Курильские проливы и прол. Лаперуза, а также воды материкового стока и атмосферных осадков. Толщину вод Охотского моря автор делит на следующие четыре слоя:

1) глубинная тихоокеанская водная масса, располагающаяся ниже 1000—1300 м, с температурой 1,8—2,3 °С и соленостью 34,0—34,7 ‰;

2) поверхностная охотоморская водная масса с температурой в зимнее время -1,8...3,0 °С и летом -1,5...15 °С, соленостью 32,8—33,8 ‰, нижняя граница которой проходит по наиболее охлажденной в процессе зимней конвекции части верхнего слоя;

3) промежуточная охотоморская водная масса, находящаяся между нижней границей поверхностной водной массы (200—400 м) и верхней границей глубинной тихоокеанской водной массы. Температура ее -1,7...2,3 °С, соленость 33,2—34,5 ‰;

4) прибрежная водная масса, образующаяся в результате существенного, но локального опреснения. Температура ее в зависимости от района в среднем колеблется летом от 8 до 15 °С, зимой от -1 до 0 °С, а соленость ниже 30 ‰.

Помимо водных масс, Леонов исследовал поступление тепла в море и его перераспределение, вертикальную структуру, особенности пространственной и временной изменчивости температуры, солености и плотности вод Охотского моря, а также

уделил внимание процессам перемешивания вод и их гидрологическим следствиям.

Морошкин в своей монографии [33] обобщил материалы наблюдений и развил существующие представления о гидрологических процессах в море. Он опирался на наиболее полный к тому времени массив данных (около 11 000 гидрологических станций). Привлекая карты пространственного распределения характеристик, вертикальные разрезы и рассчитанные значения вертикальной устойчивости, Морошкин выделил в море следующие пять водных масс:

1) поверхностная охотоморская вода с соленостью 32,5 ‰. Она имеет три модификации: весеннюю (температура 2,5 °С), летнюю (температура 12—13 °С) и осеннюю, которая в зависимости от месяца (с октября по декабрь) и района моря имеет температуру от 0 до 11 °С. Весенняя и летняя модификации не проникают дальше горизонта 40 м;

2) охотоморская водная масса (температура около -1 °С, соленость — 32,0 ‰), которая находится в слое 40—150 м;

3) промежуточная водная масса (температура 1,5 °С, соленость 33,7 ‰), располагающаяся в слое от 100—150 м до 400—700 м;

4) глубинная тихоокеанская водная масса, приуроченная к слою 600—1300 м, имеющая соленость 34,3 ‰. В ней расположены максимум температуры и минимум содержания кислорода;

5) водная масса южной котловины, распространенная от горизонта 1350 м до дна (температура -1,8 °С, соленость 34,7 ‰).

Морошкин [33] более строго подходит к определению границ водных масс и считает, что Леонов некорректно определил нижнюю границу поверхностной охотоморской водной массы поверхностью минимальных температур. По его мнению, поверхность минимальных температур является ядром водной массы. Привлекая данные по распределению устойчивости с глубиной, он показывает, что конвекция может достигать глубины не более 250—300 м, а не 1000—1500 м, как у Леонова. Автор исследовал также пространственно-временную структуру температуры и солености. Впервые с привлечением фактического материала доказано существование второго (глубинного) холодного слоя, располагающегося между горизонтами 250 и 600 м.

Начиная со второй половины 60-х и до конца 70-х годов в исследовании моря отмечается значительный спад. Это связано с тем, что большинство мореведческих организаций бывшего Советского Союза в это время переключилось на океаническую тематику. На акватории Охотского моря выполнялись специальные задачи Гидрографической службы КТОФ. Сократился объем наблюдений рыбохозяйственных организаций, практически закрыли здесь свои работы академические подразделения, а исследовательские суда Госкомгидромета СССР ограничивались только попутными наблюдениями и нерегулярным выполнением четырех вековых разрезов.

Однако обобщения материалов экспедиций продолжают. К наиболее значительным работам этого периода можно отнести „Атлас температуры воды Охотского моря” и „Атлас солености воды Охотского моря” [2], выполненные под руководством Л. Е. Веселовой и Г. А. Цапко соответственно.

Обобщение данных по температуре воды Охотского моря по существу явилось первым полным пособием по термике вод исследуемого района, в основу которого положены данные океанографических экспедиционных исследований с 1937 по 1966 г., гидрометеорологические наблюдения прибрежных и островных гидрометстанций (за весь период их работы), материалы авиационных температурных съемок за 1967—1969 гг. Распределение использованных материалов океанографических наблюдений в течение года и по глубине представлено в табл. 4.1. Большинство данных приходится на теплую половину года (из 36 720 станций на период с июня по ноябрь приходится 31 743).

В своих последующих работах Веселова исследует вертикальную термическую стратификацию вод, делает попытку расчета коэффициента вертикальной температуропроводности в море [18], дополняет сведения о пространственном распределении температуры поверхности слоя и дает объяснения региональным особенностям, которые подтверждаются данными конкретных съемок [19]. Автор уделяет внимание временной изменчивости термического состояния толщи вод моря различных временных масштабов, особенностям годового хода температуры воды на поверхности в южной части Охотского моря [11], прогнозу термического состояния вод [10, 12].

Таблица 4.1

Количество наблюдений, использованных при составлении атласов Охотского моря

Глубина наблюдений, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
По температуре (Л. Е. Веселова, 1969 г.)												
0—100	166	168	192	1278	2526	7579	7226	7522	5246	3002	1174	647
До 200	39	80	105	90	514	2113	2795	2493	1140	518	172	169
До 500	9	17	31	17	192	651	1187	307	361	185	72	80
До 1500	1	1	—	—	24	128	73	76	26	28	11	14
До 3000	—	—	—	—	3	5	17	4	3	4	3	—
У дна	133	84	61	1012	2676	6487	7106	5809	4342	2677	859	532
По солености (Г. А. Цапко, 1975 г.)												
0—100	28	22	74	484	1688	2583	3739	3297	2246	1442	446	409
До 200	6	10	10	50	390	908	1210	899	788	466	91	178
До 500	4	—	7	12	214	476	554	394	118	256	42	83
Свыше 1500	2	—	7	—	24	87	35	32	—	—	13	15

В основу „Атласа солености вод Охотского моря” положены океанографические исследования с 1938 по 1973 г. Обработан массив наблюдений 16 458 гидрологических станций. Распределение наблюдений весьма неоднородно как во времени, так и по глубине (см. табл. 4.1). Атлас содержит ежемесячные карты среднего многолетнего распределения солености на горизонтах 0, 10, 25, 50, 100 м и карты средних годовых значений на горизонтах 200, 500 и 1000 м. Внутригодовые изменения солености считались незначительными и не учитывались. В своей следующей работе Цапко рассмотрела особенности распределения температуры и солености вод на шельфе о. Сахалин (внутригодовую и суточную изменчивость на береговых станциях и в открытом море).

Роль речного стока в распределении температуры и солености вод устьевого взморья р. Амура Цапко исследовала в работе [57]. Показано, что в годовом ходе солености поверхностного слоя (включая и Сахалинский залив) прослеживаются по два максимума и минимума, которые связаны с таянием льдов и снежного покрова, а также поступлением паводковых вод. Первый минимум средней месячной солености вод в Сахалинском заливе наблюдается в июне, второй — в сентябре, а максимумы — в конце июля — начале августа и в феврале — марте.

Большое внимание процессам, происходящим в Курильских проливах и на акваториях, прилегающих к Курильским островам, уделено в работах Супранович. Обобщив все имеющиеся данные инструментальных измерений течений в этом районе, а также исследования предыдущих авторов, она впервые представила для всех проливов грады сведения по водообмену Охотского моря с Тихим океаном.

На основе материалов 150 экспедиций (4617 гидрологических станций) Супранович в 1973 г. исследовала сезонную изменчивость структуры вод в Курильских проливах и прилегающих водах Охотского моря и Тихого океана. Были уточнены термохалинные индексы трех типов вертикальной структуры вод этого района (охотоморской, тихоокеанской и курильской разновидностей субарктической структуры), а также рассмотрена их эволюция от сезона к сезону. Получено, что нижняя граница холодного промежуточного слоя в проливах заглублена до горизонта 400 м и в нем не наблюдается отрицательных значений температуры.

Со второй половины 70-х годов возрождаются комплексные и широкомасштабные океанографические исследования Охотского моря, связанные с государственными проектами „Шельф” и „Моря”. Наблюдения проводятся как летом, так и в зимнее время преимущественно научно-исследовательскими судами Росгидромета. На большинстве океанографических станций проводятся гидрохимические определения. Возрастает объем и качество наблюдений ТИНРО-ТУРНИФ (Тихоокеанское управление рыболовства и научно-исследовательского флота), которые выполняют сравнительно регулярные исследования на значительных участках акватории моря. Экспедиционные суда РАН и Гидрографической службы КТОФ ограничиваются попутными и узкоспециализированными наблюдениями.

В отношении результатов предшествующих работ можно отметить, что к настоящему времени довольно хорошо исследовано пространственное

распределение гидрологических характеристик в различные периоды года, проанализированы обуславливающие их факторы, сложилось правильное представление о вертикальной структуре вод моря. Все это, несомненно, имеет научное и практическое значение для океанологов и специалистов рыбохозяйственных и прогностических организаций. Однако вопросы изменчивости характеристик различного масштаба исследованы недостаточно, не проработан в должной мере вопрос выделения гидрологических сезонов и нижней границы деятельного слоя (у различных авторов она варьирует от 100 до 1300 м). Главная причина, на наш взгляд, заключается в различных методических подходах и недостатке используемых данных.

Имеющийся в настоящее время в ДВНИГМИ массив океанографических данных (более 50 000 станций) значительно превышает массив, использованный Веселовой и Цапко. Существенно возросло количество наблюдений в холодную половину года. Все это позволяет более полно исследовать гидрологические особенности Охотского моря и уточнить сведения о его режиме.

## 4.2. Использованный материал и методы его обработки

Исходными данными для настоящей работы послужили все глубоководные гидрологические наблюдения на акватории Охотского моря с 1930 по 1988 г. Общее количество станций, полученных в 876 экспедиционных рейсах, составляет 51 607. В основном это отечественные данные, но есть материалы судов Японии и США (табл. 4.2).

Таблица 4.2

Вклад отдельных государств в океанографический массив данных Охотского моря

Страна	Количество рейсов	Количество станций	Период работ
СССР	767	49 237	1930—1988 гг.
Япония	105	2 342	1932—1948 гг., 1954, 1957—1976 гг.
США	4	28	1962—1963 гг.

Со стороны бывшего Советского Союза наблюдения в основном выполнены экспедиционными судами Госкомгидромета СССР, ТИНРО—ТУРНИФ, Гидрографической службы КТОФ, АН СССР.

Для анализа суточной изменчивости температуры воды привлечены данные Л. Е. Веселовой, которая систематизировала и обработала все многосерийные станции с 1932 по 1966 г. общим числом 605. На лето приходится 62 % наблюдений, на осень — 32 %, на весну — 5 % и на зиму — 1 %. Продолжительность наблюдений отражена в табл. 4.3.

Таблица 4.3

Число многосерийных станций в Охотском море с различной продолжительностью работ (общее число станций 605)

Продолжительность работ, сут . . . . .	15	10	—15	6	—10	5	3	—4	2	1	<1
Число станций . . . . .	3	3	1	7	6	15	544	26			

Согласно рис. 4.1, многосерийные гидрологические станции на Охотском море в основном приурочены к важным в навигационном отношении проливам, заливам, бухтам и подходам к портам, а также к шельфовым рыбопромысловым районам.

Начиная с 1967 г. массив многосерийных станций пополнился и к настоящему времени увеличился на 133 серии наблюдений. Подавляющее их большинство произведено в Тауйской губе, прол. Лаперуза и в зал. Анива. Незначительное количество наблюдений приходится на проливы Курильской гряды и воды, прилегающие к южной оконечности п-ова Камчатка. Таким образом, за последнее время не произошло качественного улучшения имеющегося массива многосерийных океанографических станций.

Для характеристики процессов, происходящих в прибрежных водах, данные взяты из морских гидрометеорологических ежемесячников Охотского

моря и „Ежегодниках о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек” (Т. 9, ч. 1). На основе этой информации за период с 1965 по 1985 г. получены средние многолетние значения температуры и солёности воды для поверхностного слоя.

Несмотря на то что до середины 1988 г. в Охотском море проведено 876 рейсов, собранных данных в любой отдельной экспедиции или даже в течение всего года недостаточно для выделения всех особенностей гидрологического состояния моря. Это связано с тем, что при океанографических съемках, покрывающих почти всю акваторию моря, расстояния между станциями были довольно велики (нередко достигали 80—100 миль), а сами съемки сильно растянуты во времени. Во многих экспедициях (особенно до 50—60-х годов) не проводились определения солёности (это характерно для экспедиционных судов ТУРНИФ и в настоящее время), а в некоторых рейсах определения солёности дела-

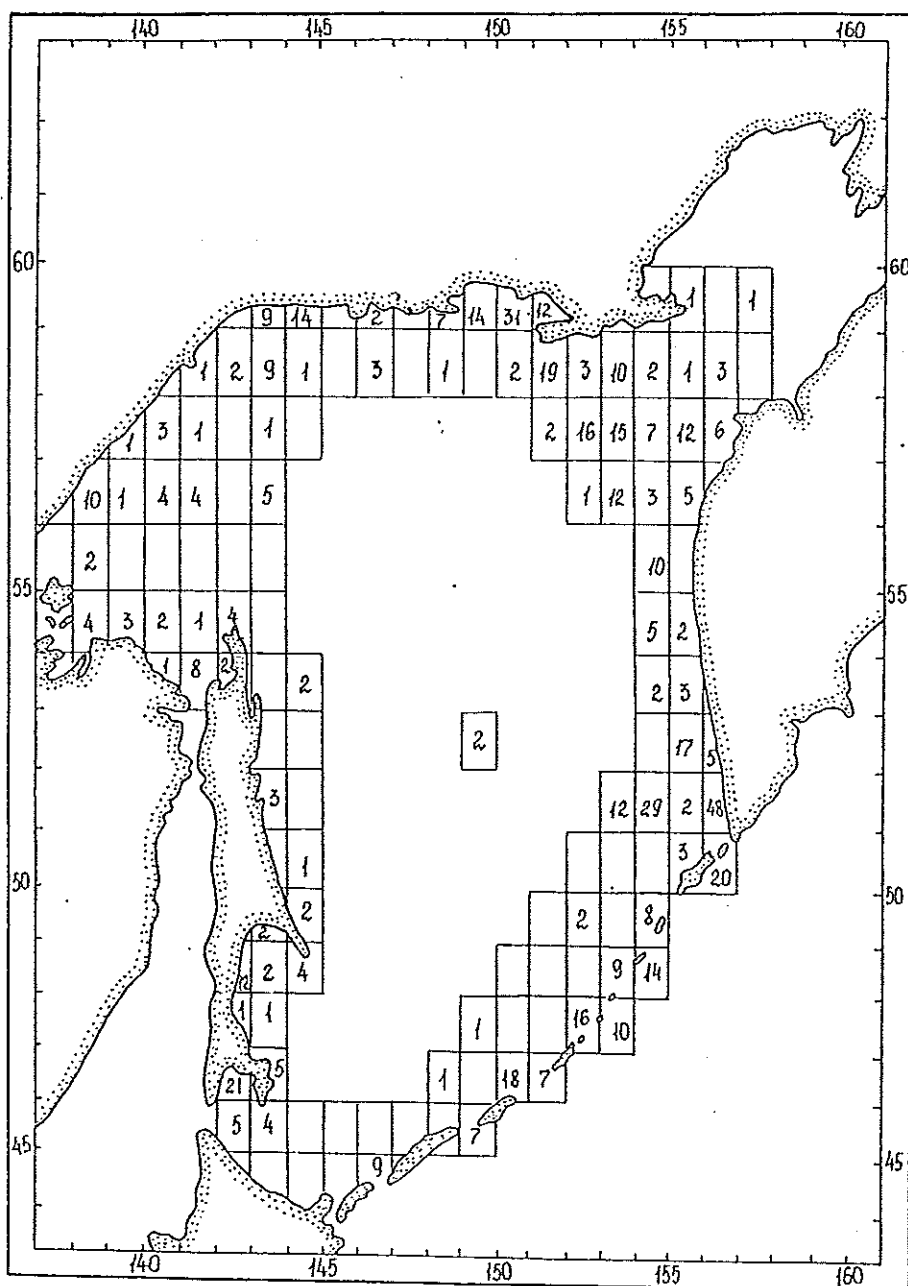


Рис. 4.1. Распределение многосерийных гидрологических станций на акватории Охотского моря.

лись не на всех станциях. Кроме того, в большинстве экспедиций по разным причинам (погодные условия, приборная база, специальные задачи рейса) не проводились глубоководные наблюдения.

До систематизации и обработки всех наблюдений был выполнен в два этапа контроль качества данных. На первом этапе, аналогично работам [4, 22, 41], выяснялось, входило ли сомнительное значение элемента в интервал значений, когда-либо наблюдаемых в природе, и если нет, то оно браковалось. Затем на тех станциях, где не была ранее вычислена соленость морской воды по известной хлорности, выполнялась эта операция. Все наблюдения приводились к стандартным горизонтам, а посредством линейной интерполяции, где возможно, восстанавливались пропуски в наблюдениях.

На втором этапе вначале проводилась разбивка всего имеющегося массива по месяцам и для каждо-

го месяца на конкретных горизонтах и для всех наблюдаемых элементов находились средние значения, а также средние квадратические отклонения. Значения, выходящие за пределы  $\bar{x} \pm 3\sigma$ , браковались.

Конечно, данная процедура не является идеальной. Наиболее достоверным является контроль данных в пределах локальных и однородных в гидрологическом отношении регионов. Однако здесь дополнительно возникают сложности их корректного выделения.

Далее информация отсортировывалась в одноградусные квадраты, при этом исключались дубли гидрологических станций, являющиеся неизбежным следствием обобщения массового материала наблюдений, взятого из различных источников. Сетка одноградусных квадратов для северной и южной частей моря представлена на рис. 4.2.

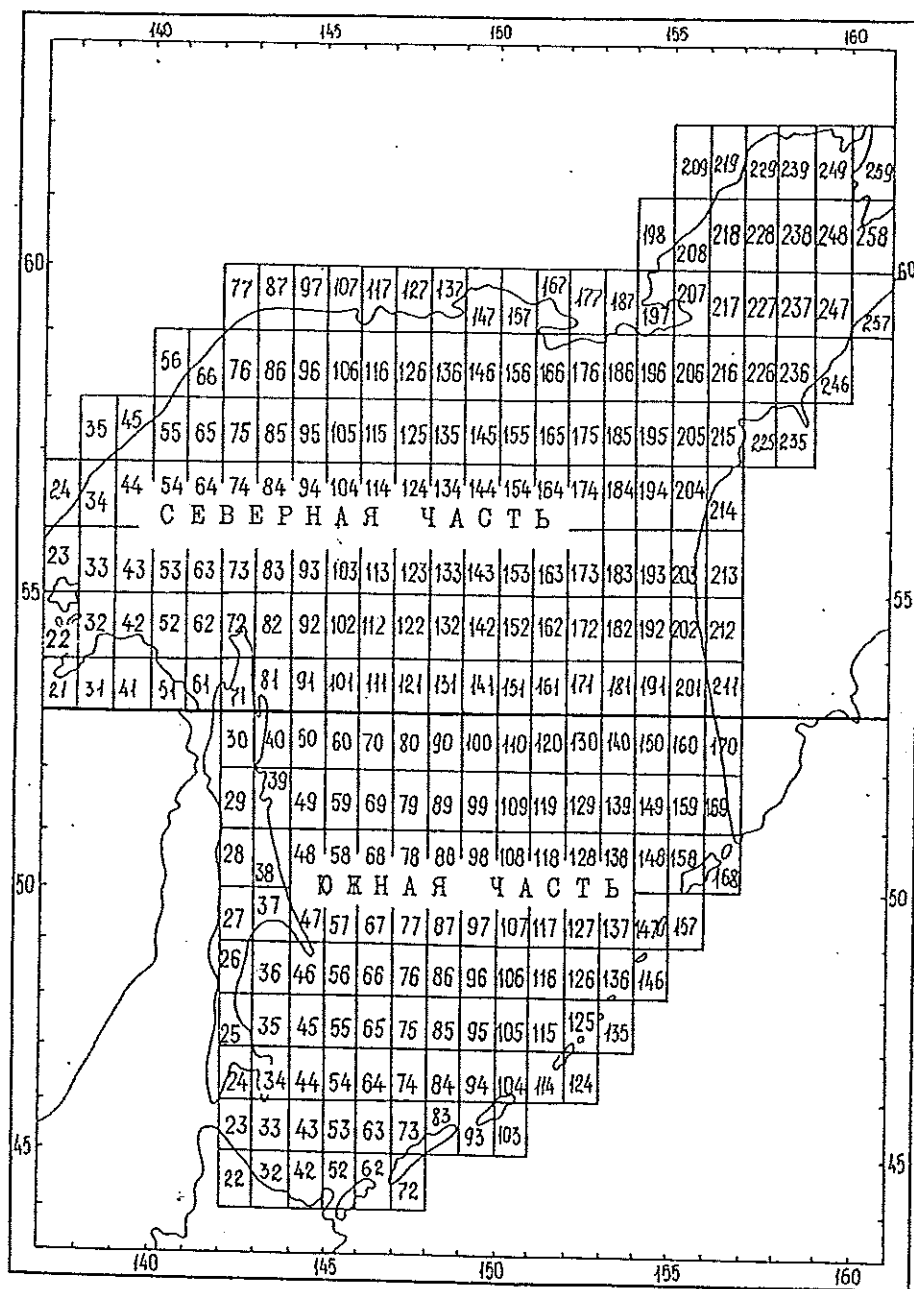


Рис. 4.2. Схема одноградусных квадратов осреднения океанографических данных.

После этого в каждом квадрате на стандартных горизонтах были рассчитаны средние значения и средние квадратические отклонения и выбраны максимумы и минимумы для всех элементов. Указанные статистики отнесены к центрам соответствующих квадратов.

При построении карт и графиков распределения гидрологических элементов проводилась дополнительная оценка качества полученных характеристик с учетом региональных особенностей гидрометеорологического режима.

Распределение океанографических станций по акватории моря представлено на рис. 4.3. Видно, что наименее освещены наблюдениями (не более 100 гидрологических станций в одноградусном квадрате за весь период наблюдений) открытые

районы моря и зал. Шелихова. По мере приближения к берегам количество станций возрастает и на отдельных участках шельфа (например, заливы Терпения и Анива, Тауйская губа и шельф вблизи п-ова Камчатка) составляет более 500 в одном квадрате.

С глубиной количество наблюдений резко уменьшается (рис. 4.4). На горизонте 500 м (рис. 4.4 а) только на периферии южной части моря в отдельных квадратах оно достигает 500.

На горизонте 1 500 м (рис. 4.4 б) в подавляющем большинстве квадратов число наблюдений не превышает 5—15 и лишь вблизи Курильских островов увеличивается до 50—100.

Довольно неравномерно распределена информация и в течение года, о чем свидетельствует табл. 4.4. На теплую половину года (с мая по октябрь) прихо-

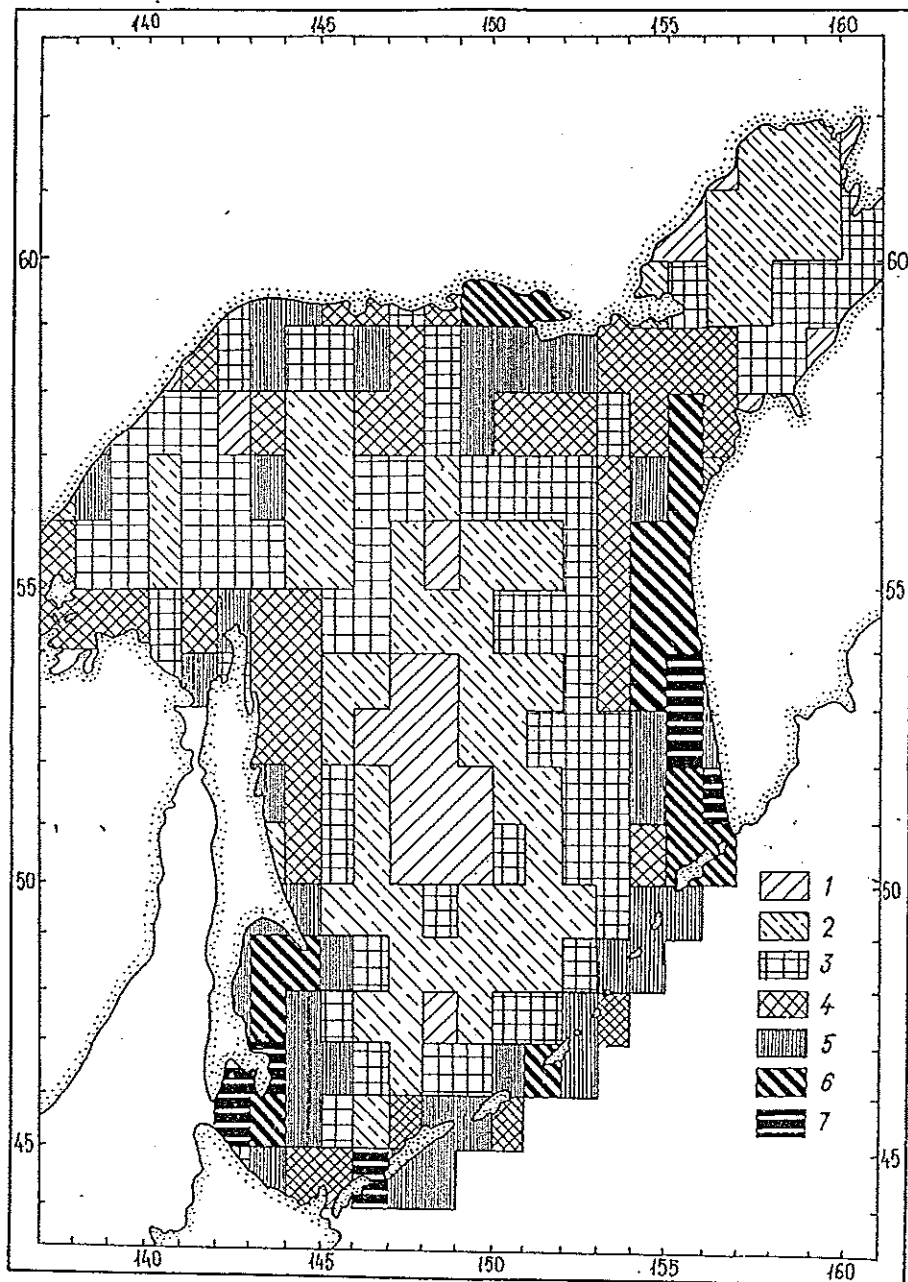


Рис. 4.3. Плотность распределения океанографической информации (количество станций) на акватории Охотского моря.

1) до 25; 2) 26—50; 3) 51—100; 4) 101—200; 5) 201—500; 6) 501—1000; 7) более 1000.

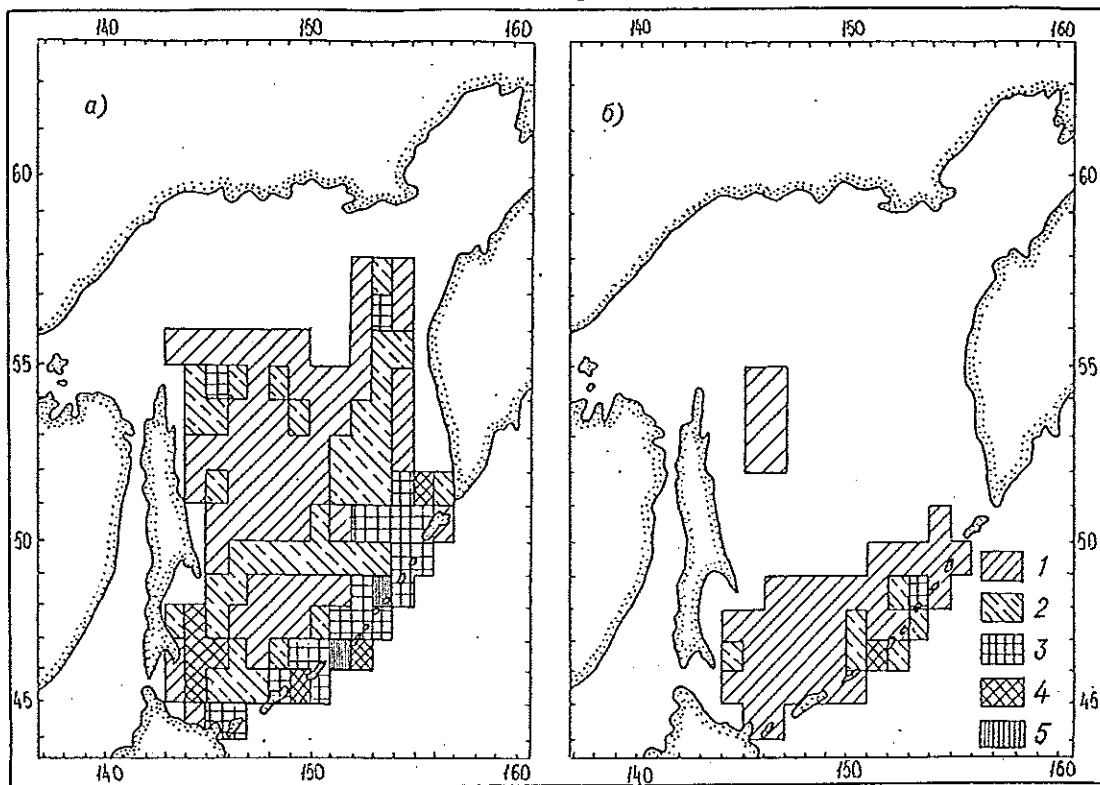


Рис. 4.4. Плотность распределения океанографической информации (количество станций) на акватории Охотского моря на горизонте 500 м (а) и 1500 м (б).

Условные обозначения см. на рис. 4.3.

дится более 80 % наблюдений. Резко убывает количество станций с глубиной: на горизонте 200 м (по сравнению с поверхностным) их менее 1/3.

В значительной части квадратов, охватывающих большую часть Охотского моря, нет наблюде-

ний в холодную половину года из-за наличия мощного ледяного покрова во многих областях моря, частых и жестоких штормов, затрудняющих производство экспедиционных исследований, а также низкой температуры воздуха.

Таблица 4.4.

Распределение количества наблюдений за температурой воды (числитель) и соленостью (знаменатель) в Охотском море

Горизонт, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
0	$\frac{801}{259}$	$\frac{1021}{429}$	$\frac{1184}{408}$	$\frac{2375}{961}$	$\frac{3720}{2218}$	$\frac{7923}{5318}$	$\frac{9545}{6724}$	$\frac{10409}{7693}$	$\frac{6390}{4172}$	$\frac{4503}{2896}$	$\frac{2269}{1644}$	$\frac{1467}{1082}$	$\frac{51607}{33798}$
100	$\frac{443}{185}$	$\frac{646}{337}$	$\frac{684}{303}$	$\frac{1017}{462}$	$\frac{1741}{1395}$	$\frac{4009}{3228}$	$\frac{4157}{3289}$	$\frac{4103}{3083}$	$\frac{2723}{1845}$	$\frac{2147}{1471}$	$\frac{1293}{1048}$	$\frac{973}{879}$	$\frac{23936}{17525}$
200	$\frac{240}{129}$	$\frac{447}{283}$	$\frac{492}{260}$	$\frac{528}{313}$	$\frac{1023}{863}$	$\frac{2638}{2343}$	$\frac{2361}{1905}$	$\frac{2215}{1700}$	$\frac{1536}{1119}$	$\frac{1190}{866}$	$\frac{766}{663}$	$\frac{644}{585}$	$\frac{14080}{11029}$
500	$\frac{74}{73}$	$\frac{106}{96}$	$\frac{119}{113}$	$\frac{115}{108}$	$\frac{449}{415}$	$\frac{1015}{953}$	$\frac{980}{852}$	$\frac{920}{740}$	$\frac{478}{353}$	$\frac{571}{455}$	$\frac{279}{268}$	$\frac{242}{243}$	$\frac{5348}{4668}$
1000	$\frac{39}{42}$	$\frac{7}{7}$	$\frac{48}{47}$	$\frac{36}{68}$	$\frac{155}{155}$	$\frac{439}{317}$	$\frac{320}{303}$	$\frac{286}{262}$	$\frac{132}{116}$	$\frac{187}{160}$	$\frac{161}{159}$	$\frac{121}{115}$	$\frac{1931}{1751}$
1500	$\frac{23}{23}$	$\frac{3}{3}$	$\frac{27}{25}$	$\frac{11}{23}$	$\frac{73}{72}$	$\frac{207}{200}$	$\frac{96}{95}$	$\frac{158}{122}$	$\frac{51}{51}$	$\frac{68}{63}$	$\frac{56}{48}$	$\frac{75}{59}$	$\frac{848}{784}$
2000	$\frac{10}{10}$	—	$\frac{7}{5}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{46}{44}$	$\frac{134}{122}$	$\frac{27}{24}$	$\frac{39}{37}$	$\frac{14}{15}$	$\frac{33}{33}$	$\frac{30}{27}$	$\frac{37}{29}$	$\frac{378}{348}$
3000	—	—	—	$\frac{1}{1}$	$\frac{17}{17}$	$\frac{32}{31}$	$\frac{8}{8}$	$\frac{10}{10}$	$\frac{2}{1}$	$\frac{16}{16}$	$\frac{4}{5}$	$\frac{8}{8}$	$\frac{97}{97}$

### 4.3. Температура воды

Термическая структура вод Охотского моря является важной характеристикой, необходимой для целей гидрометеорологических прогнозов, освоения ресурсов моря и др. Знание распределения температуры воды по акватории моря способствует выявлению динамически активных и сравнительно спокойных районов моря, а характеристики изменчивости ежемесячных полей температуры поверхностного слоя в течение года (совместно с закономерностями вертикального распределения) являются основой для климатического прогноза термического состояния вод моря.

В настоящей главе рассматриваются особенности пространственно-временной изменчивости температуры воды в Охотском море.

#### 4.3.1. Вертикальное распределение

Распределение температуры воды по вертикали зависит от теплового баланса поверхности моря, переноса тепла течениями, процессов конвекции и

турбулентного перемешивания, внутренних волн и других факторов, находящихся в сложном взаимодействии друг с другом [1].

Процессы, происходящие в толще вод Охотского моря, а также атмосферные процессы над его поверхностью формируют характерные кривые вертикального распределения температуры воды, которые представлены на рис. 4.5 и 4.6. Толщю вод Охотского моря в зависимости от происходящих в ней термодинамических процессов можно в первом приближении разбить на несколько слоев.

Самый верхний (деятельный) слой — наиболее динамически активный, с хорошо развитым сезонным термоклином. Его отличительная черта — понижение температуры воды с глубиной в теплое время года. Затем простирается слой главного термоклина, нижней границей которого является горизонт глубинного максимума температуры. В этом слое наблюдается постоянное возрастание температуры, а происходящие в нем процессы более продолжительны, чем в деятельном слое. Далее до дна простирается глубинный слой, в котором всевозмож-

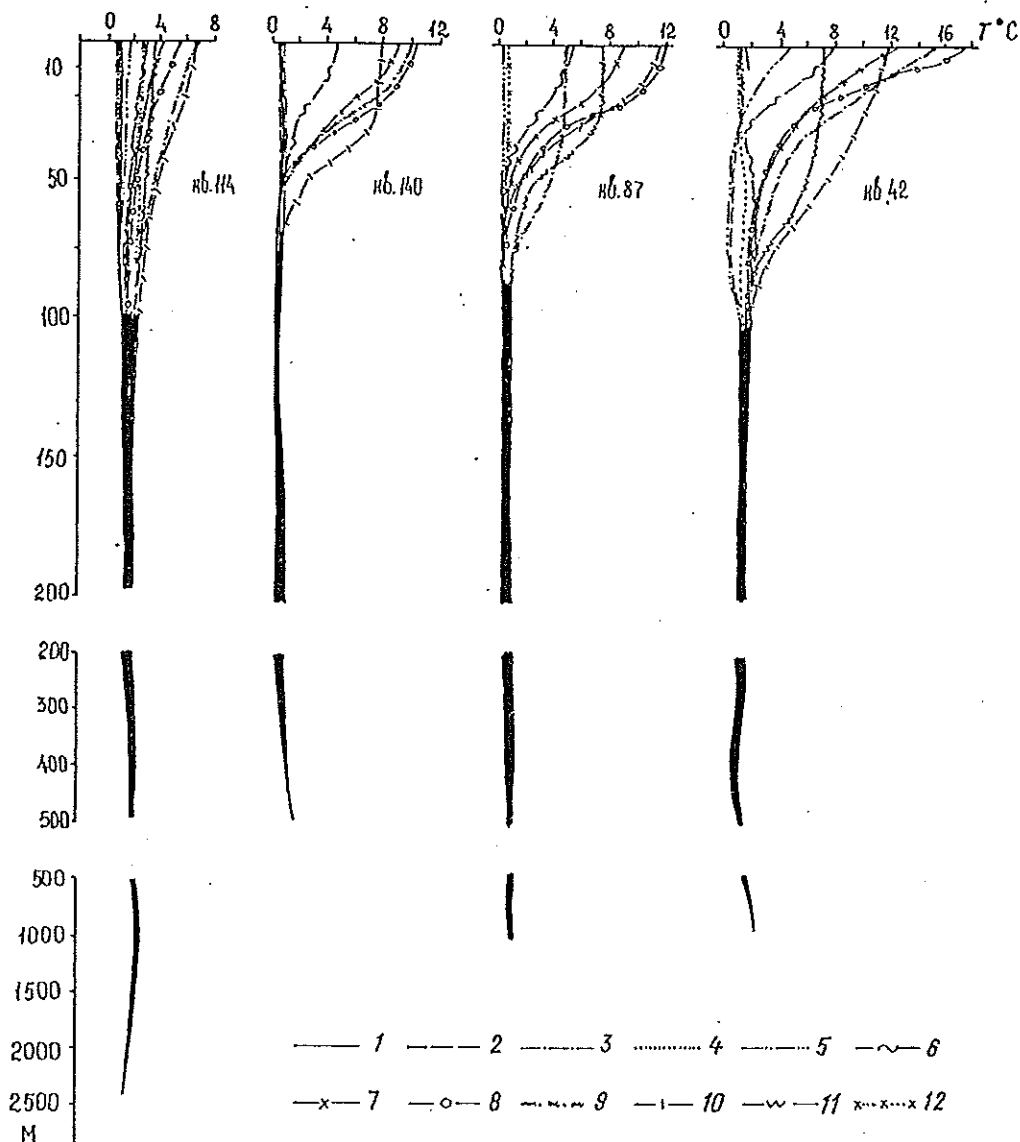


Рис. 4.5. Кривые вертикального распределения температуры воды в южной части Охотского моря с января по декабрь (соответственно кривые 1—12).

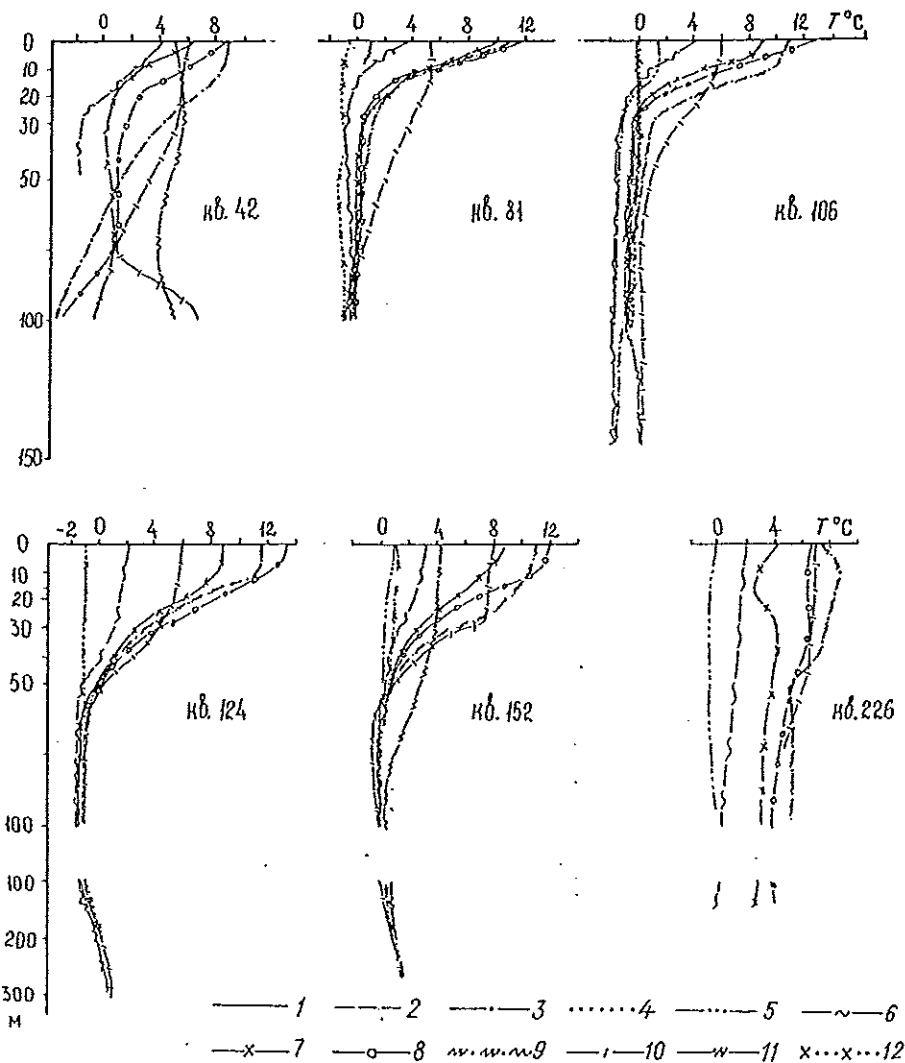


Рис. 4.6. Кривые вертикального распределения температуры воды в северной части Охотского моря с января по декабрь (соответственно кривые 1—12).

ные обменные процессы очень слабы, а температура постепенно уменьшается с глубиной.

Под деятельным слоем понимают толщу вод от поверхности до горизонта, ниже которого годовой ход океанологических характеристик (особенно температуры, солености и плотности) практически не прослеживается [6, 7, 24, 25, 27, 42, 47]. За нижнюю границу деятельного слоя обычно принимают глубину, на которой колебания температуры воды в течение года составляют 5—10 % поверхностной амплитуды [55]. В идеальном случае (отсутствие адвекции и внутригодовой изменчивости течений, внутренних волн, межгодовой изменчивости гидрологических характеристик, а также горизонтальных градиентов в пределах отдельных квадратов) 12 месячных вертикальных профилей должны на определенной глубине слиться. Эта глубина в конкретном квадрате и будет характеризовать толщину деятельного слоя. В действительности же в Охотском море существует адвекция тихоокеанских и речных вод, внутренние волны различной природы и интенсивности, межгодовая изменчивость гидрологических характеристик, приливные явления, процессы разрушения нижней границы гомогенного слоя. Кроме того, сказываются погрешности наблюдений. Все это приводит к тому, что семейства

кривых вертикального распределения температуры (как и солености, и плотности) в конкретных квадратах заключены на отдельных горизонтах в различные по величине интервалы (см. рис. 4.5 и 4.6). На наш взгляд, за нижнюю границу деятельного слоя (при использовании средних многолетних месячных данных) можно принять горизонт, ниже которого крайние кривые, являющиеся границами интервалов, становятся параллельными.

В деятельном слое наиболее изменчива температура воды на поверхности. В различные годы вариации составляют 9—19 °С. С глубиной изменчивость резко уменьшается и, начиная с горизонта 50 м, не превышает 3—4 °С, а ниже 75—100 м составляет 2,0—2,5 °С. Только в южной части моря она прослеживается до горизонта 200 м. Это связано с тем, что поступающие через Курильские проливы тихоокеанские воды подвергаются сильному перемешиванию.

Одной из основных характеристик термической структуры вод Охотского моря является холодный промежуточный слой. Слой этот — результат (след, остаток) осенне-зимнего охлаждения и опускания (конвекции) поверхностных вод. Знание вертикальной протяженности этого слоя и глубины залегания его ядра (имеется в виду горизонт с минимальной

температурой холодного промежуточного слоя) важно для промысловых целей и прогноза состояния моря. На рис. 4.7 а показана глубина залегания ядра в августе, т. е. во время максимального прогресса большей части акватории Охотского моря.

Ядро холодного промежуточного слоя максимально заглублено в проливах Курильской гряды и в прилегающей к ним акватории (до 100—120 м), что связано в сильном приливном перемешиванием и соответственно проникновением осенне-зимнего охлаждения на большие глубины. Высокие значения глубины залегания (до 60—80 м) отмечаются и в северной части моря, ограниченной параллелью 53° с. и (с востока) меридианом 153° в., что связано здесь с суровыми метеорологическими условиями и незначительным отепляющим воздействием тихоокеанских вод. Зона пониженных значений (менее 50 м) к северо-востоку от м. Елизаветы связана с подъемом глубинных вод. Хорошо также прослеживается уменьшение глубин залегания ядра по мере распространения и трансформации тихоокеанских вод (над южной глубоководной котловиной и к востоку от п-ова Камчатка) и их смешения с переохлажденными водами Охотского моря (рис. 4.7 а).

Наименьшие глубины залегания ядра наблюдаются вблизи о. Сахалин. Наиболее вероятная причина этого — весьма низкая соленость, что приводит к более раннему льдообразованию и соответственно к меньшему проникновению термической конвекции. Другая причина — большое воздействие на эту акваторию, по сравнению с северной частью моря, теплых тихоокеанских вод.

Из вертикальных профилей температуры (см. рис. 4.5 и 4.6) следует, что осенне-зимняя конвекция достигает придонных горизонтов только на пе-

риферийных участках шельфа северной и восточной частей моря (рис. 4.7 б). На преобладающей части моря нижняя граница деятельного слоя расположена на глубине 100—150 м и только над глубоководной котловиной южнее линии, соединяющей м. Терпения и о. Онекотан, — на глубине 200—250 м.

В течение года средние квадратические отклонения от температуры воды на горизонтах 100—150 м, как правило, составляют от 0,45 до 0,50 °С, или  $3\sigma = \pm 1,5$  °С. Внутригодовая изменчивость средней многолетней температуры воды на горизонте, где месячные кривые вертикального распределения становятся параллельными (интервал между крайними кривыми), не превышает 2,0—2,5 °С. Поэтому, начиная с этого горизонта, мы не можем достоверно отделить средние многолетние кривые друг от друга.

Вышеперечисленные результаты получены по средним многолетним месячным данным и не отражают экстремальных гидрологических ситуаций. Над акваторией Охотского моря метеорологическая обстановка от года к году значительно изменяется, что в свою очередь отражается на гидрологической структуре вод, ледовитости, а также на толщине деятельного слоя. Так, по исследованиям Л. П. Якунина за 1984 г., в различные по суровости зимы ледовитость Охотского моря может меняться от 63 % в аномально теплые до 97 % в предельно суровые зимы.

В нашем распоряжении имеется массив океанографических данных за 1930—1988 гг. Выбирая из него в каждом из квадратов на всех горизонтах ежемесячные минимальные температуры воды, можно воспроизвести вертикальную структуру вод применительно к наиболее суровым годам.

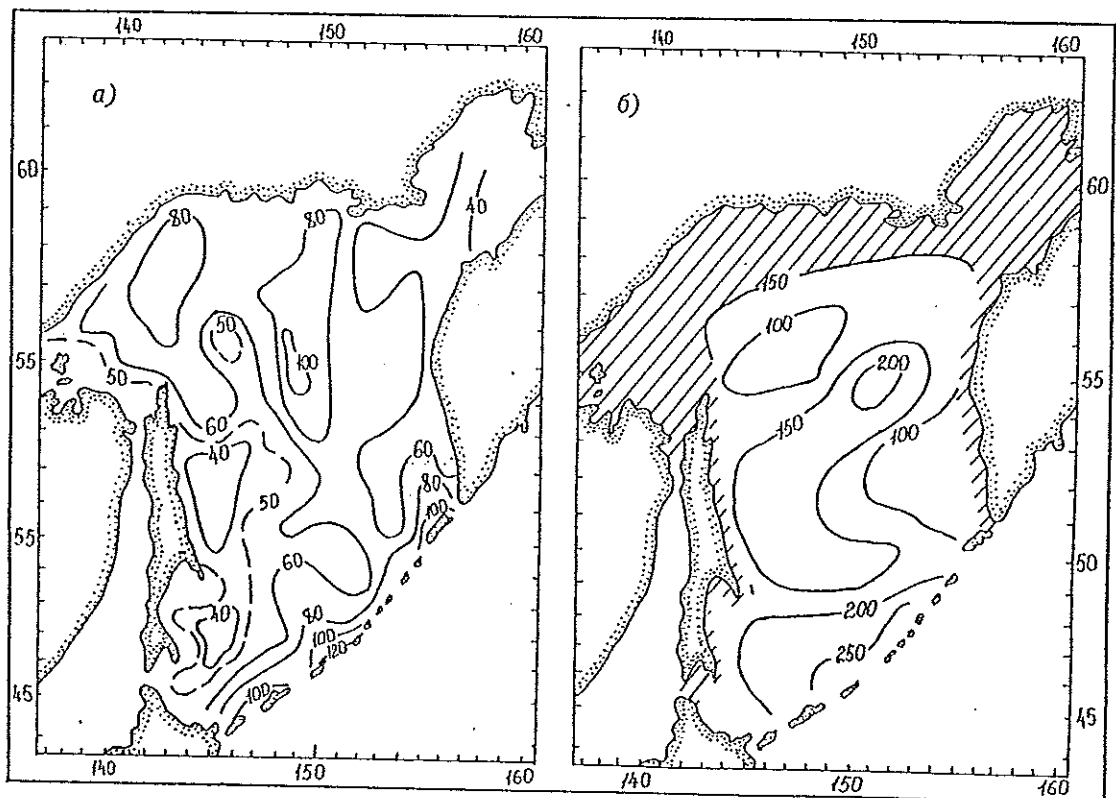


Рис. 4.7. Глубина залегания (м) ядра холодного промежуточного слоя (а) и нижней границы деятельного слоя (б).

Как известно, температура замерзания морской воды в значительной степени зависит от солености. Осенне-зимняя конвекция на первом этапе (до появления льда) происходит в основном за счет изменения температуры. За исключением мелководных заливов и бухт, где конвекция достигает дна, на преобладающей акватории моря соленость в течение года в слое 0—2000 м изменяется от 30,0 до 34,5 ‰. Для данных значений солености температура замерзания составляет  $-1,63...1,88$  °C [36].

Анализируя вертикальные профили экстремально низких температур, можно в каждом из квадратов выделить максимальную для всего периода наблюдений толщину слоя, подверженную интенсивной осенне-зимней конвекции. В данной работе за нижнюю границу этого слоя была взята глубина с температурой ниже  $-1,5$  °C (это, конечно, с небольшим запасом). Оказалось, что в течение года на акватории моря толщина рассматриваемого слоя, как правило, не превышает 100—125 м. Однако в северной части моря, а также в районах с преобладанием антициклонических движений вод (впадина ТИПРО, к северу от м. Елизаветы, к западу от побережья п-ова Камчатка, на свале глубин вблизи восточного побережья о. Сахалин) толщина этого слоя увеличивается до 150—200 м. Отчетливо проявляется также уменьшение глубины залегания нижней границы переохлажденного слоя в восточной части моря, что является следствием поступления более теплых тихоокеанских вод.

Экстремально низкие температуры воды на акватории Охотского моря позволяют выделить переходную зону, характеризующуюся отрицательной температурой. Все имеющиеся данные свидетельствуют о том, что значения ниже 0 °C не встречаются глубже 500—520 м. Наиболее вероятно, что эта зона образуется при разрушении нижней границы слоя интенсивной осенне-зимней конвекции за счет приливных явлений, внутренних волн, а также бокового и вертикального обмена в основных звеньях циркуляции вод Охотского моря. Внутригодовую изменчивость в переходной зоне трудно определить вследствие относительно большой межгодовой изменчивости исходных характеристик.

Представляет также интерес термическая структура вод Охотского моря на момент максимального охлаждения вод по данным конкретных съемок. В нашем распоряжении имеются две съемки, выполненные НИС „Академик Шокальский“ на акваториях, свободных ото льда. К сожалению, они отражают средние по ледовым и метеорологическим условиям годы.

С 21 февраля по 11 марта 1986 г. проведена съемка в центральной и восточной частях Охотского моря с достаточно густой сетью океанографических станций. Согласно полученным данным, осенне-зимнее охлаждение проникало до горизонта 150 м. При этом слой воды с температурой ниже  $-1,5$  °C имел толщину от 12—15 до 75—100 м. Нулевые значения температуры не наблюдались глубже горизонта 150 м.

Вторая съемка выполнена в апреле 1987 г. в восточной и юго-восточной частях Охотского моря. По ее данным охлажденные воды (температура ниже  $-1,0$  °C) не проникали ниже 60—80 м, а нулевая изотерма достигала глубины 125 м и только в прол. Крузенштерна вследствие интенсивного вертикального обмена — 210 м.

Вышеизложенное позволяет сделать вывод о том, что толщу вод, подверженную внутригодовой изменчивости, можно подразделить на две структурные зоны:

— собственно деятельный слой, простирающийся от поверхности до глубины проникновения интенсивной осенне-зимней конвекции. Предельная глубина его залегания на преобладающей части моря не превышает 100—150 м и только над южной частью Глубоководной котловины достигает 200—250 м;

— переходную зону (от нижней границы собственно деятельного слоя до горизонта 500—520 м), где вероятно появление отрицательных значений температуры.

Далее с глубиной температура воды возрастает до горизонта глубинного максимума температуры, топография которого представлена на рис. 4.8 а. Максимальное заглубление этого слоя отмечается в двух районах: к востоку от северной оконечности о. Сахалин и в юго-западной части Глубоководной котловины Охотского моря. На периферии последней значения уменьшаются. Более того, в северо-восточной части котловины значения ниже, чем в юго-западной (рис. 4.8 а).

При объяснении этих особенностей необходимо рассмотреть характеристики (и их изменчивость) теплого промежуточного слоя в Тихом океане по мере приближения к Курильской гряде. В Тихом океане, как следует из работы К. В. Морошкина [34], глубина залегания промежуточного максимума температуры по мере приближения к островам Курильской гряды меняется от 300 до 700 м в северной части гряды и от 300 до 1000 м в южной. Более того, если вблизи островов северной части гряды температура составляет 3,0—3,2 °C, то вблизи проливов Буссоль и Фриза — не превышает 2,75—2,80 °C. Таким образом, по мере трансформации тихоокеанских вод вблизи склона Курильской гряды и в ее глубоководных проливах происходит заглубление теплого слоя и соответственно уменьшение его температуры. Аналогичная картина распределения температуры в данном районе Тихого океана представлена в работе [26], основанной на средних многолетних данных.

В проливах Курильской гряды трансформация тихоокеанских вод происходит на всех горизонтах по направлению от Первого Курильского пролива до прол. Екатерины, что связано с существующей здесь системой циркуляции вод. Так, Т. И. Супранович в 1969 г. показала, что вокруг островов Курильской гряды существуют замкнутые антициклонические движения, приводящие к разнонаправленным потокам в проливах. В Тихом океане от Камчатки к берегам Японии следует течение Оясио, а в Охотском море наблюдается антициклоническое движение над южной частью Глубоководной котловины. Таким образом, поступающие в море тихоокеанские воды в разных проливах имеют свои отличительные черты. Если в прол. Крузенштерна теплый промежуточный слой находится на горизонте 900 м, то в прол. Буссоль — 1100 м (рис. 4.8 а). Температура этого слоя здесь также различается, что отражено на рис. 4.8 б. По мере распространения трансформированных тихоокеанских вод происходит дальнейшее заглубление теплого промежуточного слоя и уменьшение его температуры (см. рис. 4.8).

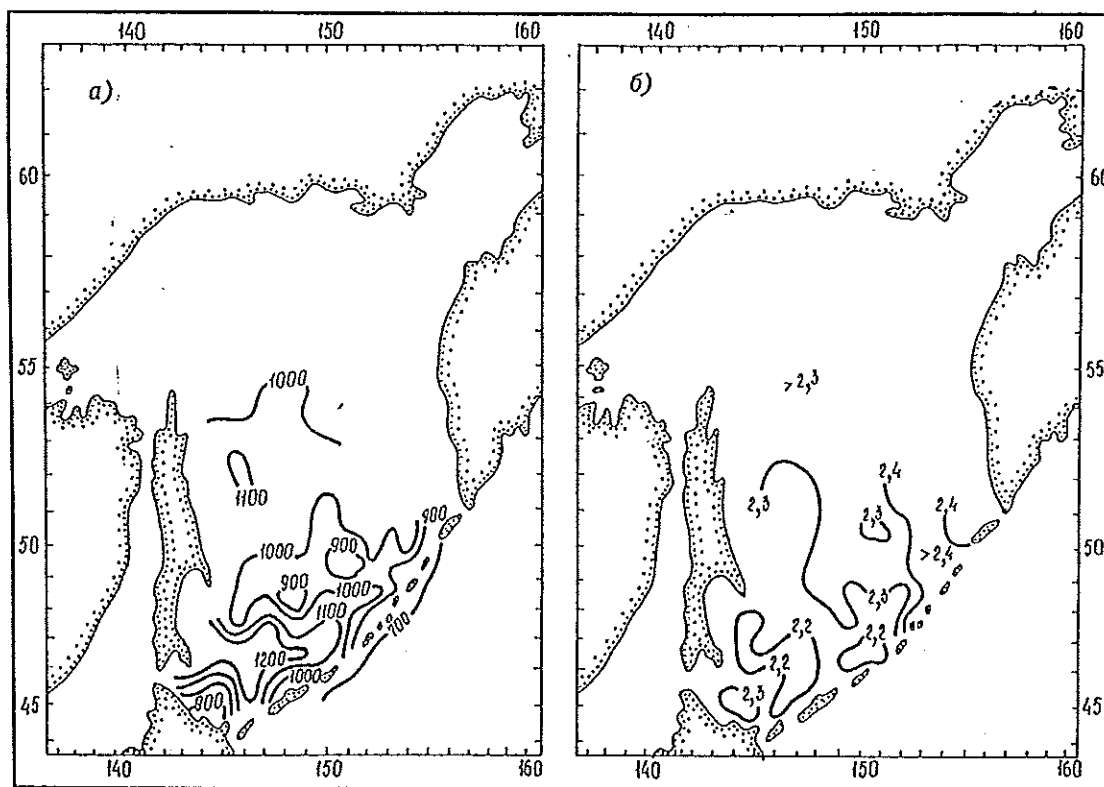


Рис. 4.8. Глубина залегания (м) ядра слоя глубинного максимума температуры воды (а) и температура ( $^{\circ}\text{C}$ ) в нем (б).

Ниже рассмотренного слоя температура медленно уменьшается (см. рис. 4.5) и на придонных горизонтах не превышает  $1,6\text{--}1,8^{\circ}\text{C}$ . Здесь уже довольно трудно исследовать температурное поле, так как слишком мало данных глубоководных и, особенно, придонных наблюдений.

#### 4.3.2. Короткопериодная изменчивость

Имеющиеся наблюдения позволяют рассмотреть короткопериодную изменчивость температуры воды в Охотском море лишь с минимальным масштабом в одни сутки. Суточная изменчивость представляет собой один из сложнейших разделов термики. Она обусловлена влиянием радиационного баланса на границе вода—воздух, процессов теплообмена воздуха с водной поверхностью, внутригодового теплообмена, складывающегося из горизонтального теплообмена в результате адвекции водных масс и вертикального вследствие конвективного и турбулентного перемешивания. Турбулентность усиливается в районах с резко выраженными приливными явлениями. Приливные течения возбуждают внутренние волны на границе слоя скачка, распространяющиеся над и под этим слоем и вызывающие резкие изменения температуры в толще вод (Л. Е. Веселова, 1969 и 1975 гг.).

Основным показателем суточной изменчивости температуры воды являются суточные амплитуды (половина разности между абсолютными максимумом и минимумом температуры воды в течение суток).

Суточная изменчивость температуры воды в Охотском море отличается разнообразием амплитуд и характера изменений температуры воды по верти-

кали и в пространстве. На периферии моря, согласно Веселовой, наблюдения на 29 береговых гидрометстанциях свидетельствуют о том, что наибольшие суточные амплитуды, превышающие  $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$ , отмечаются летом, в период от начала до конца прогрева (с мая по сентябрь), а наименьшие — зимой.

Зимой в прибрежных и мористых районах с устойчивым льдообразованием суточные колебания температуры в течение всего ледового периода практически отсутствуют (не превышают  $0,25^{\circ}\text{C}$ ). В районах с неустойчивым ледяным покровом амплитуды равны  $0,5^{\circ}\text{C}$ , а на акватории, где льдообразование происходит лишь в суровые зимы (юго-западное побережье п-ова Камчатка, центральные и северные районы Курильской гряды), они достигают  $1,5\text{--}2,0^{\circ}\text{C}$ . У западного побережья п-ова Камчатка суточные амплитуды зимой уменьшаются по направлению с юга на север от  $1,5\text{--}2,0^{\circ}\text{C}$  в районе р. Озерной и до  $0,25\text{--}0,50^{\circ}\text{C}$  у о. Птичьего. Большие значения на юге района обусловлены поступлением трансформированных тихоокеанских вод из мористых районов и замещением их охлажденными прибрежными водами на разных фазах прилива.

В теплую половину года наибольшие суточные колебания наблюдаются в слое температурного скачка, где они находятся в тесной связи с вертикальными градиентами температуры и в 2—3 раза превышают таковые на поверхности. В поверхностном слое у побережья они несколько больше, чем на мористых участках, так как прибрежное мелководье прогрето до дна, а зона гомотермии распространяется на 1—3 мили от берега (изобаты 10—15 м). Сравнительно большие суточные амплитуды, превышающие  $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$ , объясняются не изменчивостью радиационного прогрева вод, а процессами внутри-

водного теплообмена: адвекцией сравнительно холодных летом водных масс мористых участков, приносимых к берегу на фазе прилива (горизонтальный внутриводный теплообмен), или замещением теплых поверхностных вод холодными глубинными во время отлива (вертикальный внутриводный теплообмен). Все это приводит к тому, что суточные амплитуды температуры воды в прибрежных районах на поверхности моря летом (июль—август) составляют  $4,5-5,5^{\circ}\text{C}$  у западного побережья п-ова Камчатка и  $5,0-5,5^{\circ}\text{C}$  в зал. Шелихова. Вдоль всего северного побережья Охотского моря в середине лета они не превышают  $3,5-4,0^{\circ}\text{C}$ , а в Тауйской губе —  $(5,0-5,5)^{\circ}\text{C}$ . Весьма значительны амплитуды в мелководном Шантарском районе и в хорошо прогреваемом летом Сахалинском заливе. У о. Большой Шантар они составляют  $6,9^{\circ}\text{C}$ , в Джаорэ —  $6,5^{\circ}\text{C}$ , а вблизи берегов о. Байдукова —  $7,5^{\circ}\text{C}$ , что является максимумом для всей периферии моря.

Особенности суточной изменчивости температуры воды в отдельных мористых участках Охотского моря рассмотрим, пользуясь работами Веселовой. Сейчас нет многосерийных гидрологических станций в период ледяного покрова, поэтому все выводы относятся ко времени, когда море очищено ото льда.

В зал. Анива в мае амплитуды не превышают  $0,70-1,65^{\circ}\text{C}$  (рис. 4.9). Минимум (около  $0,2^{\circ}\text{C}$ ) приурочен к придонным горизонтам. Повышенные значения в слое  $0-35$  м (включая максимум на горизонте 30 м) связаны с адвективными процессами приливного и неперриодического перемещения водных масс.

С увеличением теплоемкости поверхностных вод и усилением термической стратификации в водной толще происходит повсеместное увеличение

вертикальных градиентов температуры воды в сезонном слое скачка и как следствие резко увеличиваются суточные амплитуды, что наиболее ярко наблюдается в августе (см. рис. 4.9): максимум (до  $8,75^{\circ}\text{C}$ ) приходится на этот слой. Разнообразие кривых отражает, во-первых, различия по толщине прогретого поверхностного слоя и контрасты температуры между поверхностными и нижележащими горизонтами, и, во-вторых, время производства наблюдений (в начале или конце месяца). В поверхностном слое амплитуды могут достигать  $2,3^{\circ}\text{C}$ . В то же время на нижней границе сезонного термоклина они не превышают  $0,5^{\circ}\text{C}$ .

С началом осенне-зимнего выхолаживания на акватории залива наблюдается значительное уменьшение суточных амплитуд (см. рис. 4.9, кривые 7 и 8). Различные вертикальные профили на рисунке отражают различные в гидрологическом отношении ситуации. Практическая неизменность амплитуд с глубиной в октябре (около  $1,00-1,15^{\circ}\text{C}$ ) свидетельствует о проникновении термической конвекции до дна. Возрастание их от  $0,8^{\circ}\text{C}$  на горизонте 25 м до  $2,5^{\circ}\text{C}$  на горизонте 50 м в ноябре объясняется слабой термической стратификацией в этом слое. Резкое возрастание амплитуды в октябре (в слое  $20-30$  м на одном профиле и от горизонта 35 м до дна на другом) — следствие хорошо выраженного в это время теплового промежуточного слоя.

На шельфе восточного Сахалина (от м. Терпения до м. Елизаветы) данные имеются только за июль и август. В этот период (рис. 4.10 а) в поверхностном слое амплитуды находятся в пределах от  $1,0$  до  $2,3^{\circ}\text{C}$ . Самые низкие значения (до  $0,3^{\circ}\text{C}$ ) приурочены к горизонтам глубже 75 м. В слое сезонного термоклина распределение амплитуд зависит от термической стратификации в районе наблюдений.

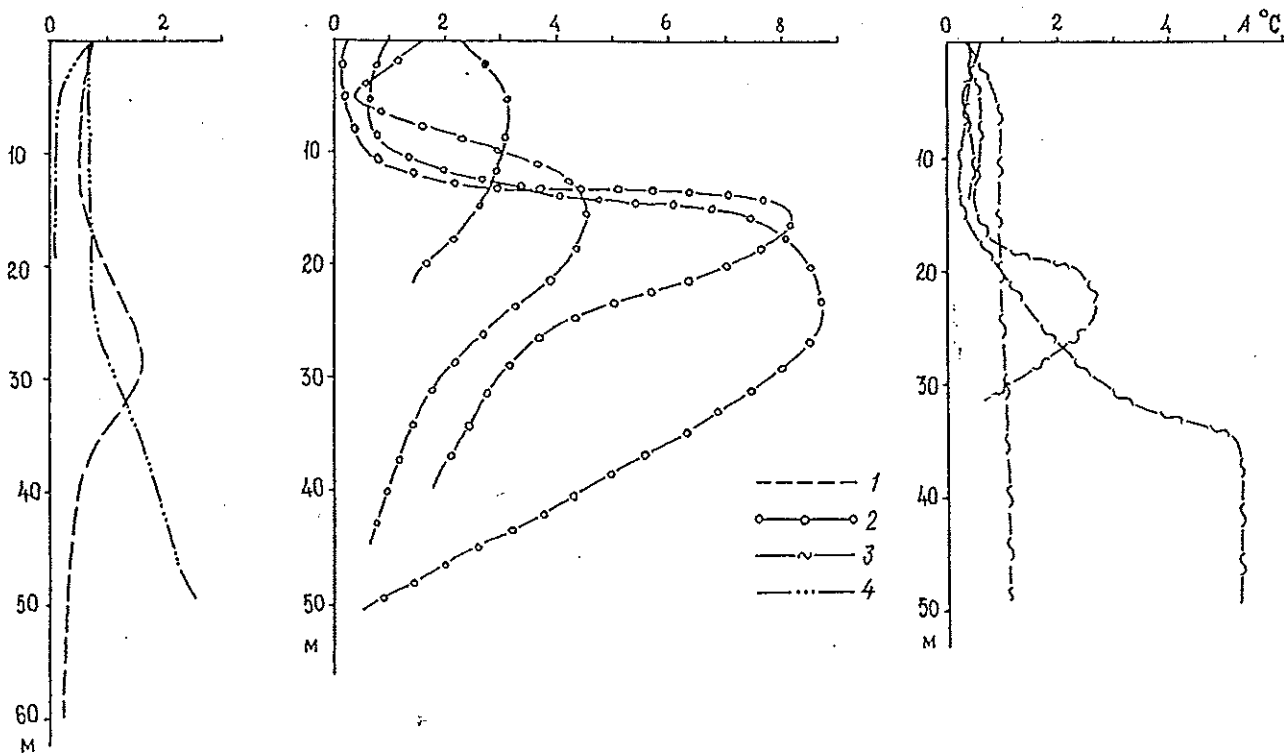


Рис. 4.9. Амплитуда суточной изменчивости температуры воды  $A$  в различных точках зал. Анива в мае (1), августе (2), октябре (3) и ноябре (4).

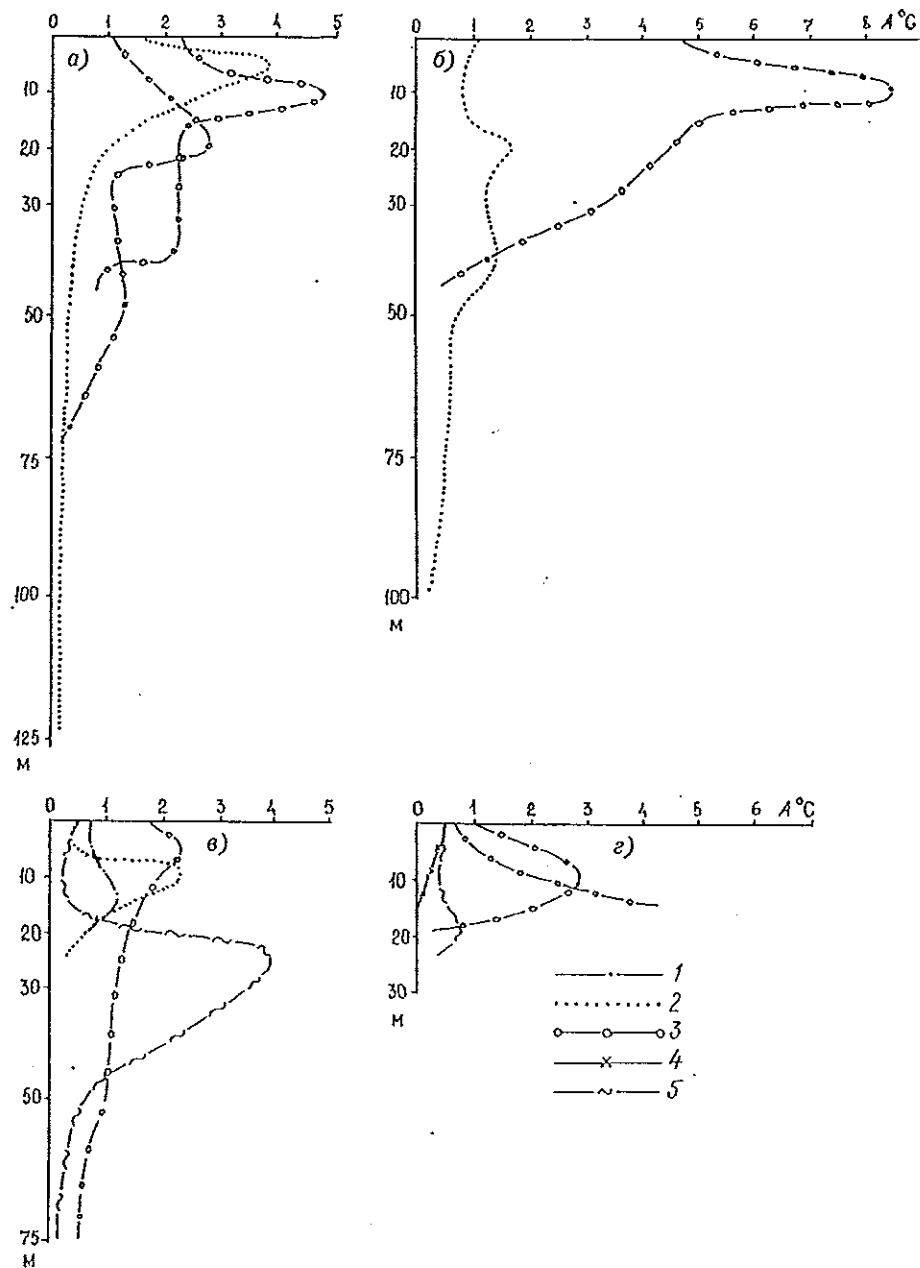


Рис. 4.10. Амплитуда суточной изменчивости температуры воды  $A$  у восточного побережья о. Сахалин (от м. Елизаветы до м. Терпения) (а), вблизи м. Анива (б), в зал. Терпения (в) и в Сахалинском заливе (г) с июня по октябрь (соответственно кривые 1—5).

Профили, относящиеся к району южнее м. Анива, получены в июле и августе 1950 г. и отражают гидрологическую ситуацию после суровой зимы. Распределение амплитуд в июле (рис. 4.10 б) аналогично майскому (см. рис. 4.9), полученному после теплой зимы 1956 г. Даже в августе (рис. 4.10 б) максимальные градиенты температуры воды и ее суточные амплитуды находятся здесь на горизонте 10 м.

В заливах Терпения и Сахалинском суточная изменчивость температуры воды подобна таковой в регионах, рассмотренных выше. Так, минимум наблюдается ниже слоя сезонного термоклина (менее  $0,5^{\circ}\text{C}$ ) и также характерен для поверхностных слоев моря в период осеннего охлаждения. При значительных вертикальных градиентах температуры

суточные амплитуды в этих заливах возрастают до  $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$  (рис. 4.10 в, г).

В динамически активных районах (проливы Курильской гряды, Пенжинская губа, проливы Шантарских островов и акватории, прилегающие к ним) наблюдается своеобразное распределение суточных амплитуд с глубиной (рис. 4.11 а—в). Здесь максимальные значения приурочены к поверхностному слою. Обращают на себя внимание также и невысокие суточные амплитуды по всему слою (не более  $1,0\text{--}1,3^{\circ}\text{C}$ ). Все это следствие хорошего приливного перемешивания. Кроме того, здесь влияют адвективные процессы: происходит горизонтальное приливо-отливное замещение вод с одними характеристиками на воды с другими.

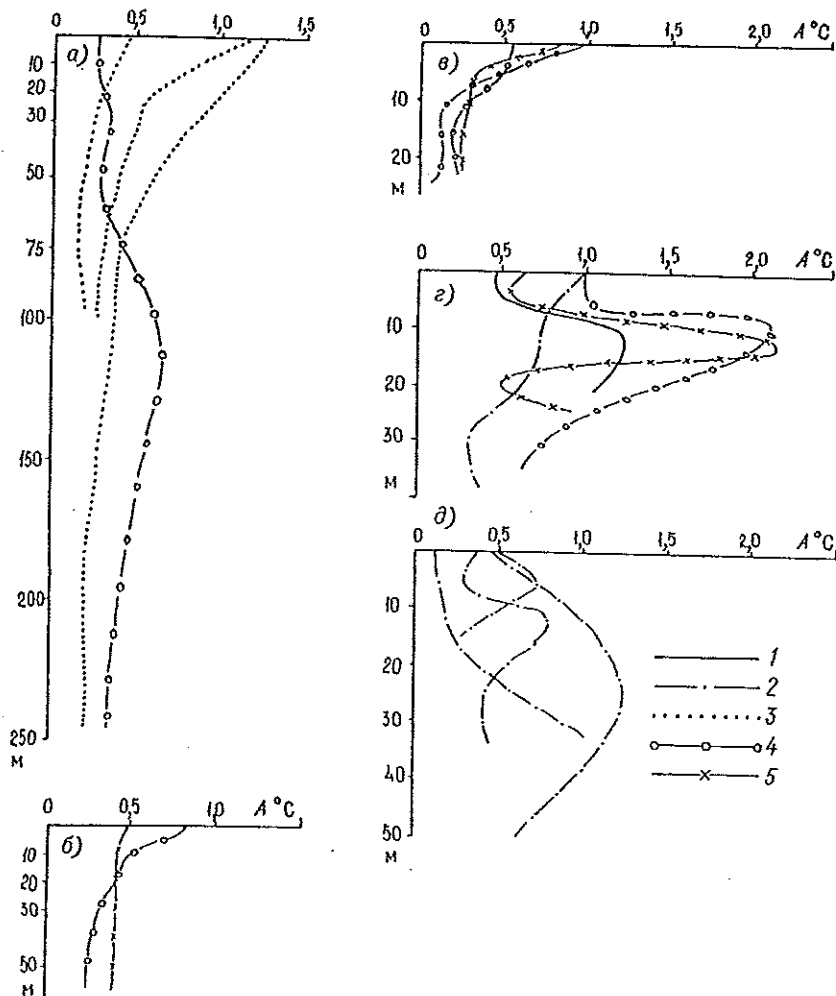


Рис. 4.11. Амплитуда суточной изменчивости температуры воды  $A$  в Курильских проливах (а), Пенжинской губе (б), Шантарском районе (в), Тауйской губе (г) и к западу от п-ова Камчатка (д) в апреле (1), июне (2), июле (3), августе (4) и сентябре (5).

В Тауйской губе и на западно-камчатском шельфе (рис. 4.11 г, д) вертикальное распределение амплитуд подобно районам шельфа о. Сахалин. Единственное отличие — их невысокие значения, что, вероятно, связано здесь с меньшими скоростями приливных течений. Имеет значение также сравнительно хороший прогрев всей толщи мелководной Тауйской губы и сглаживание вертикальных градиентов температуры на западно-камчатском шельфе за счет тихоокеанских вод.

На рис. 4.12 представлены максимальные амплитуды суточной изменчивости температуры воды с указанием горизонта наблюдений и месяца года. На большей части моря они отмечаются в слое 5—25 м, что в первом приближении соответствует нижней границе однородного прогретого слоя поверхностных вод. Возрастание глубин до 50—100 м приходится на районы взаимодействия вод течения Соёя с собственно охотоморскими водами, а также на районы следования трансформированных тихоокеанских вод. Максимальные амплитуды на поверхности в районе Курильских проливов связаны с приливным перемешиванием.

Дифференциация амплитуд по акватории моря подчиняется гидрометеорологическим особенностям конкретных районов. Наиболее высокие амплитуды (до 8,5—9,2 °C) приходятся на западную часть

моря, где влияние тихоокеанских вод (трансформирующих летом в поверхностных слоях сравнительно холодные воды) практически не сказывается. Абсолютные максимумы (см. рис. 4.12) приходятся на крайнюю южную часть моря и Сахалинский залив.

Для выявления природы суточной изменчивости температуры воды на различных горизонтах Веселовой проведен гармонический анализ наблюдений в заливах Анива и Терпения. Гармонические постоянные определены парным методом Дарвина. Оказалось, что анализ более эффективен для районов, где резко выражены внутренние волны, а также происходит смена характеристик вод при их горизонтальных смещениях на различных фазах прилива. Действительно, для зал. Анива предвычисления оказались гораздо ближе к фактическим наблюдениям температуры, чем для зал. Терпения, где внутренние волны сравнительно невелики и гораздо слабее периодические течения.

Веселовой анализировался также совместный ход уровня моря и температуры воды на различной глубине в мелководной Удской губе. Для августа 1953 г. получено полное соответствие обеих кривых (минимум температуры на малой воде и максимум на полной).

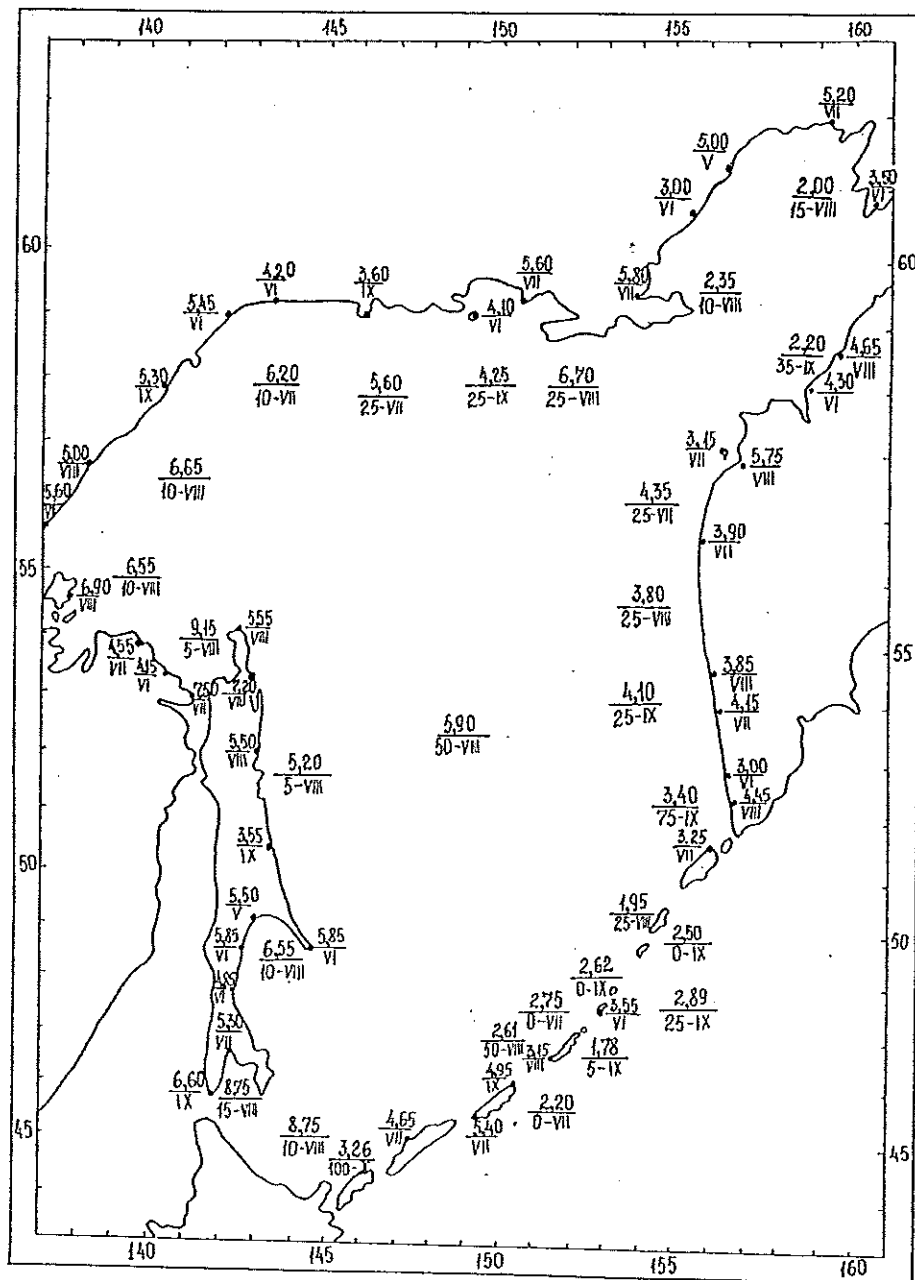


Рис. 4.12. Распределение амплитуд суточной изменчивости температуры воды (°C) на акватории Охотского моря.

В числителе — амплитуда, в знаменателе — глубина (м) и месяц.

Рассмотрим влияние суточной изменчивости гидрологических характеристик при составлении и анализе соответствующих карт на примере океанографической съемки НИС „Валериан Урываев” с 25 июня по 3 июля 1989 г. на шельфе о. Сахалин. Широтные разрезы протяженностью около 60 миль выполнялись через 0,5° по меридиану. Концевые станции у побережья о. Сахалин выполнялись у изобат 15—20 м. Помимо этого, с 4 по 25 июля 1989 г. была выполнена многосерийная гидрологическая станция с дискретностью наблюдений 3 ч (52° 30' с. ш., 143° 45' в. д.).

Данные многосерийной гидрологической станции показали, что внутрисуточные колебания температуры воды на поверхности моря могут достигать 8,5 °C, а в слое температурного скачка (5—15 м)

11,2 °C, причем колебания имели неправильный суточный характер. Эти результаты дали основание предположить, что имеется связь между результатами конкретной гидрологической станции и фазами прилива.

Распределение температуры и солености поверхностных вод (по данным этой съемки) представлено на рис. 4.13. Видно, что наиболее низкие для исследуемой акватории температуры (около 2 °C) находятся вблизи м. Терпения. По мере продвижения на север они увеличиваются и на параллели 53° 30' с. составляют 3,5—4,0 °C. На этом участке полигона значения температуры повсеместно увеличиваются с удалением от берегов, что объясняется влиянием приливных движений.

Сравнение сроков выполнения гидрологических станций с фазами прилива на ближайших пунктах

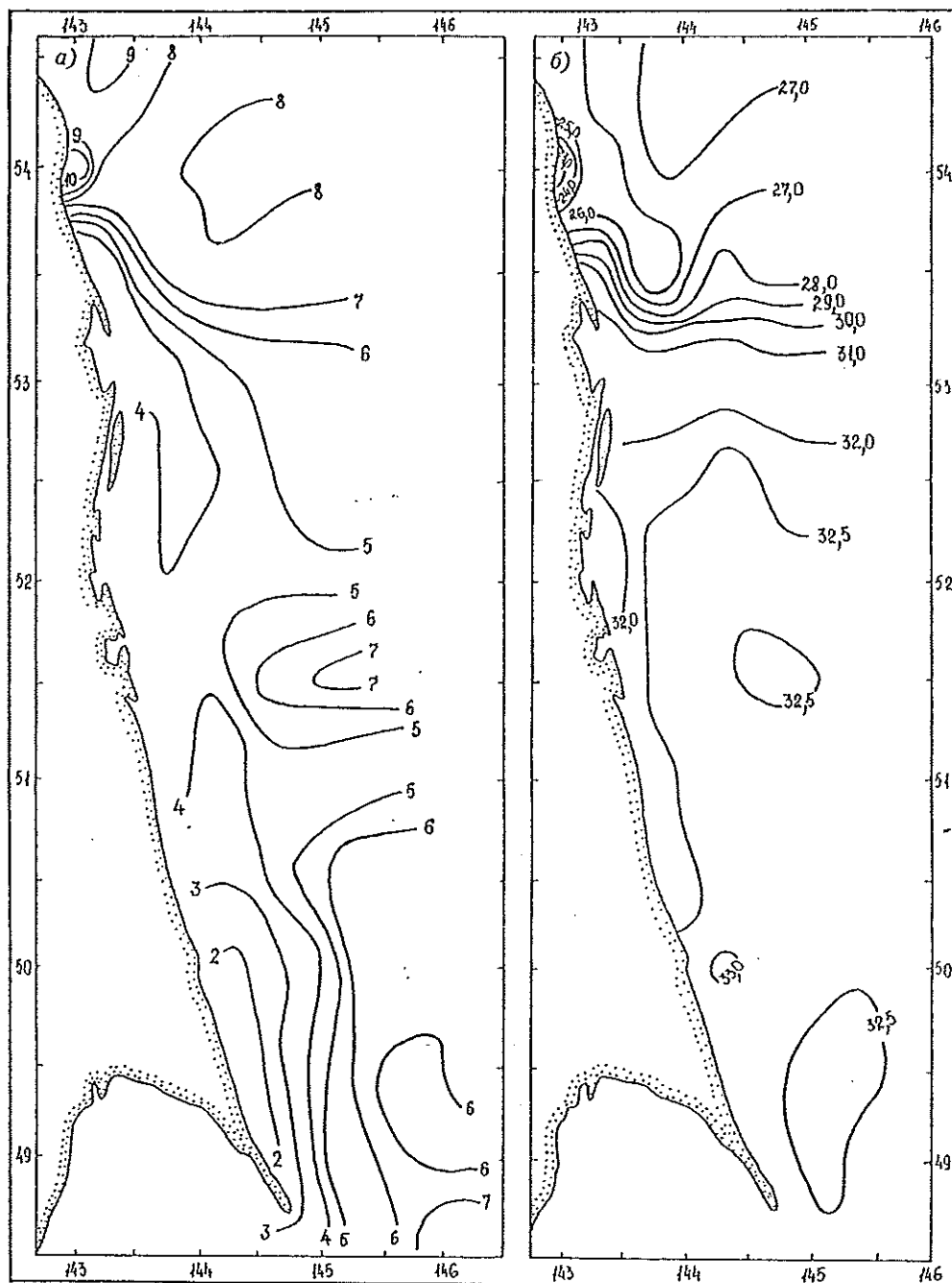


Рис. 4.13. Распределение температуры (°C) (а) и солёности поверхностных вод (‰) (б) на шельфе о. Сахалин с 25 июня по 3 июля 1989 г.

(по таблицам приливов) показало, что близбереговые наблюдения на полигоне, ограниченном параллелями 48° 30' и 53° с., выполнены тогда, когда уровень моря был ниже среднего, а наблюдения, наиболее удаленные от берегов, — в сроки, когда уровень моря был близок к полной воде.

Таким образом, результаты этой небольшой по площади, выполненной в сжатые сроки океанографической съемки отражают гидрологическую обстановку на восточно-сахалинском шельфе на протяжении двух фаз прилива, что нельзя интерпретировать как квазисинхронную съемку.

Распределение солёности (рис. 4.13 б) подтверждает отмеченные особенности горизонтального распределения температуры. Так, южнее параллели 53° с. у берега наблюдается солёность 32,5—33,0 ‰, что говорит о глубинном происхождении вод.

По средним многолетним данным (см. рис. 4.13) к югу от параллели 53° с. температура у берегов выше на 2—5 °C, а солёность ниже на 1,2—1,5 ‰. На мористых участках разрезов в этой части полигона значения температуры и солёности близки к норме. Все это свидетельствует о том, что на фазе отлива распресненные и прогретые поверхностные воды у берегов замещаются более холодными и осолоненными глубинными водами.

#### 4.3.3. Внутригодовая изменчивость

Внутригодовые изменения температуры воды значительны. Они зависят от изменчивости компонентов теплового баланса водной поверхности и перераспределения тепла в толще моря за счет горизонтальных и вертикальных движений вод различ-

ного происхождения, водообмена с соседними регионами Мирового океана, турбулентной теплопроводности и других факторов.

Сравнительно полное представление о годовом ходе температуры воды на акватории моря и в отдельных ее частях складывается при анализе величин и сроков наступления экстремумов, а также интенсивности процессов нагревания и охлаждения водных масс [11, 36—39, 43, 48].

На рис. 4.14 приведены кривые, отражающие весь спектр особенностей годового хода температуры воды в прибрежной зоне Охотского моря. Как правило, они имеют однотипную конфигурацию и различаются лишь значениями температуры в отдельные месяцы.

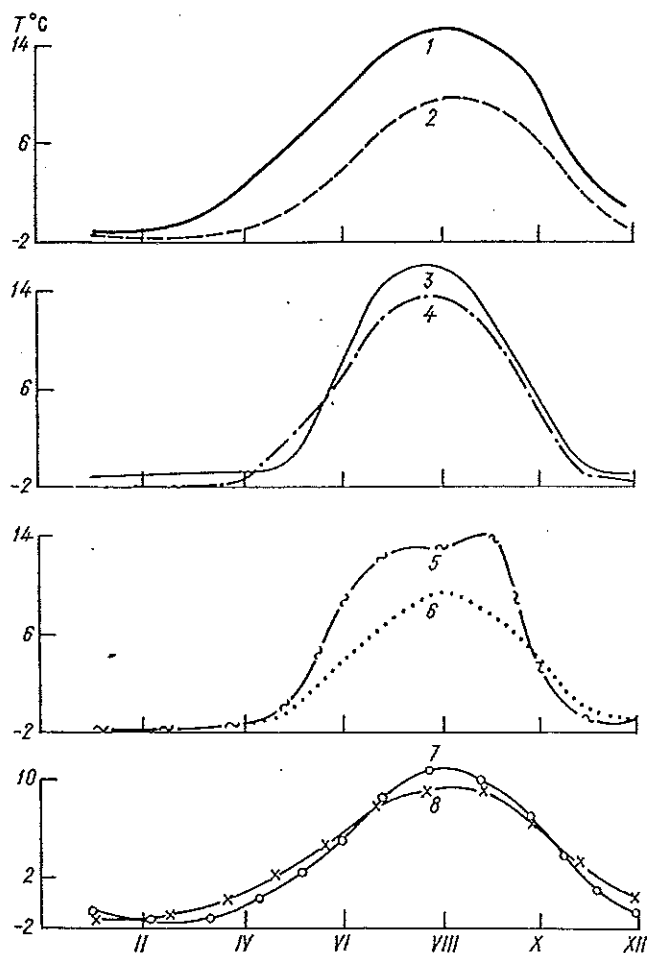


Рис. 4.14. Годовой ход температуры воды на береговых станциях Охотского моря.

1 — Мыс Крильон; 2 — Мыс Терпения; 3 — Москальво; 4 — Аян;  
5 — Пестрая Дресва; 6 — Мыс Васильева; 7 — Свифарьева; 8 — Ича.

Минимум и максимум значений на большей части моря наступают соответственно с января по март и с июля по сентябрь. Зимой температура изменяется от  $-1,0$  до  $-1,8$  °C. На отдельных станциях (Москальво, Аян, Свифарьева и Пестрая Дресва) минимальные температуры отмечаются в период с декабря по апрель. Это связано с тем, что в данных районах с очень суровыми климатическими условиями период ледообразования, характеризующийся минимальными значениями температуры воды, более растянут во времени.

На станциях Пестрая Дресва и Мыс Васильева пик максимального прогрева смещен соответственно на сентябрь и август-сентябрь, что связано с влиянием приливного перемешивания в зал Шелихова и в проливах Курильской гряды, приводящего к передаче тепла от поверхностных слоев глубинным.

На температурный режим отдельных частей моря четко влияют адвективные факторы. Достаточно высокая температура наблюдается в восточной части моря, где сказывается воздействие более теплых тихоокеанских вод, следующих через Курильские проливы (на ст. Мыс Васильева температура зимой не опускается ниже  $-1,2$  °C).

Незначительное отепляющее воздействие течения Соя в зимний период приводит к тому, что в юго-западной части моря температура поверхностных вод достигает  $-1,4$  °C (ст. Мыс Крильон). Этот факт отмечался и ранее (например, Веселовой). Наиболее низкие для всей акватории температуры наблюдаются в северо-западной части моря ( $-1,9$  °C на ст. Аян), где практически не ощущается влияние тихоокеанских вод.

Довольно высока для зимы температура на ст. Москальво. Здесь решающее значение имеет адвекция речных вод (в основном Амура), поэтому в распресненных водах ледообразование начинается при более высокой температуре воды.

Максимальные значения температуры воды на поверхности в летнее время, по данным береговых станций, отмечаются в южной части моря и в Сахалинском заливе. В первом районе это связано с его географическим положением (здесь наибольший для всего моря приток солнечной радиации), а также с влиянием течения Соя. Совместное воздействие данных факторов приводит к тому, что на ст. Мыс Крильон (см. рис. 4.14) температура поверхностных вод в августе достигает  $15,2$  °C.

В Сахалинском заливе сказывается поступление вод Амура, температура которых в июле и августе составляет соответственно  $19,6$  и  $19,7$  °C [19]. Их трансформация в Сахалинском заливе приводит к тому, что на ст. Москальво в августе температура вод достигает  $15,8$  °C.

Температура  $13$ — $14$  °C наблюдается и в северо-западной части моря (ст. Аян) (см. рис. 4.14). Как известно, в летнее время над Охотским морем наблюдается антициклонический тип погоды со слабыми ветрами, в результате чего солнечная радиация поглощается в тонком поверхностном слое воды. Кроме того, здесь слабо проявляется и адвекция из-за малых скоростей ( $5$ — $10$  см/с) неперIODических течений и незначительных пространственных градиентов температуры в соседних районах. Все это приводит к достаточно хорошему прогреву поверхностного слоя моря.

Наиболее низкие температуры воды летом (для материковой части побережья Охотского моря) наблюдаются у южных берегов п-ова Камчатка, где они в августе не превышают  $10,8$  °C (ст. Ича) (см. рис. 4.14). Необходимо отметить, что если в северной и северо-западной частях на температурный режим поверхности, как правило, определяющее воздействие оказывает солнечная радиация, а влияние динамических и адвективных факторов мало заметно, то в юго-восточной части моря существенно влияют процессы, происходящие в открытой части моря.

В открытых северных районах, где влияние тихоокеанских вод, проникающих через Курильские проливы, незначительно, временной ход температуры поверхностного слоя моря в теплое время практически не отличается от такового для прибрежных районов моря, а максимум температуры в большинстве случаев наблюдается в августе (рис. 4.15).

Только в кв. 226 максимум смещен на сентябрь. Сильные приливные течения на входе в зал. Шелихова способствуют интенсивному боковому и вертикальному перемешиванию вод, и солнечная энергия распределяется здесь на более значительную, чем в других районах, толщу вод. Это же подтверждают данные, относящиеся к квадратам 206 и 106. Они расположены на одной широте, но если в динамически активном кв. 206 температура не превышает  $7,4^{\circ}\text{C}$ , то в кв. 106, где приливные течения невелики, она составляет  $12,8^{\circ}\text{C}$  (см. рис. 4.15).

На нижележащих горизонтах внутригодовые колебания температуры воды прослеживаются уже слабо, за исключением динамически активных районов моря. К ним относятся Шантарский район и акватория на входе в зал. Шелихова (квадраты 42 и 226 на рис. 4.15). Здесь на нижележащих горизонтах (например, 50 м) за счет интенсивного приливного перемешивания происходит постепенное возрастание температуры от момента исчезновения ледяного покрова до нового периода ледообразования. Отклонение кривых на глубинах 50 и 100 м в кв. 226 связано с недостатком данных, а низкие значения температуры в августе, кроме того, связаны еще и с влиянием данных за более холодные годы.

Повышение температуры в октябре—ноябре на глубине 50 м (в некоторых квадратах и на глубине 100 м) связано с метеорологическими процессами.

В это время по сравнению с летними месяцами скорости ветра возрастают в 2 раза, и, хотя температура воздуха становится отрицательной, ветро-волновое перемешивание приводит вначале к повышению температуры на поверхностных горизонтах.

В южной части моря существенные отклонения годового хода температуры поверхностного слоя воды отмечаются также в районе Курильских проливов и прилегающей к ним акватории (рис. 4.16, кв. 114). Здесь момент максимального прогрева запаздывает (относительно северной и центральной частей моря) на 1 мес и для всех Курильских проливов период прогрева продолжается с августа по октябрь. Это объясняется происходящими здесь динамическими процессами, которые выравнивают вертикальные градиенты температуры воды и тем самым резко снижают эффект радиационного прогрева поверхностных слоев. В зимний период здесь также наблюдается смещение времени наступления минимальных температур поверхностного слоя моря, обусловленное адвекцией тихоокеанских вод и вертикальным перемешиванием в проливах. Динамические особенности этого района приводят к тому, что сезон гидрологической зимы в районе Курильских проливов продолжается с февраля по апрель (рис. 4.16, кв. 114) при температуре поверхностного слоя моря от  $0,4$  до  $0,7^{\circ}\text{C}$ .

На акватории южной части Глубоководной котловины, а также в зоне Камчатского течения наибольший прогрев наблюдается с июля по сентябрь. Однако, если в северной и центральной частях моря пик прогрева приходится на август, то здесь — на август—сентябрь (рис. 4.16, квадраты 87, 66 и 140).

По типу годового хода температуры воды на горизонтах 50 и 100 м, акваторию южной части Охот-

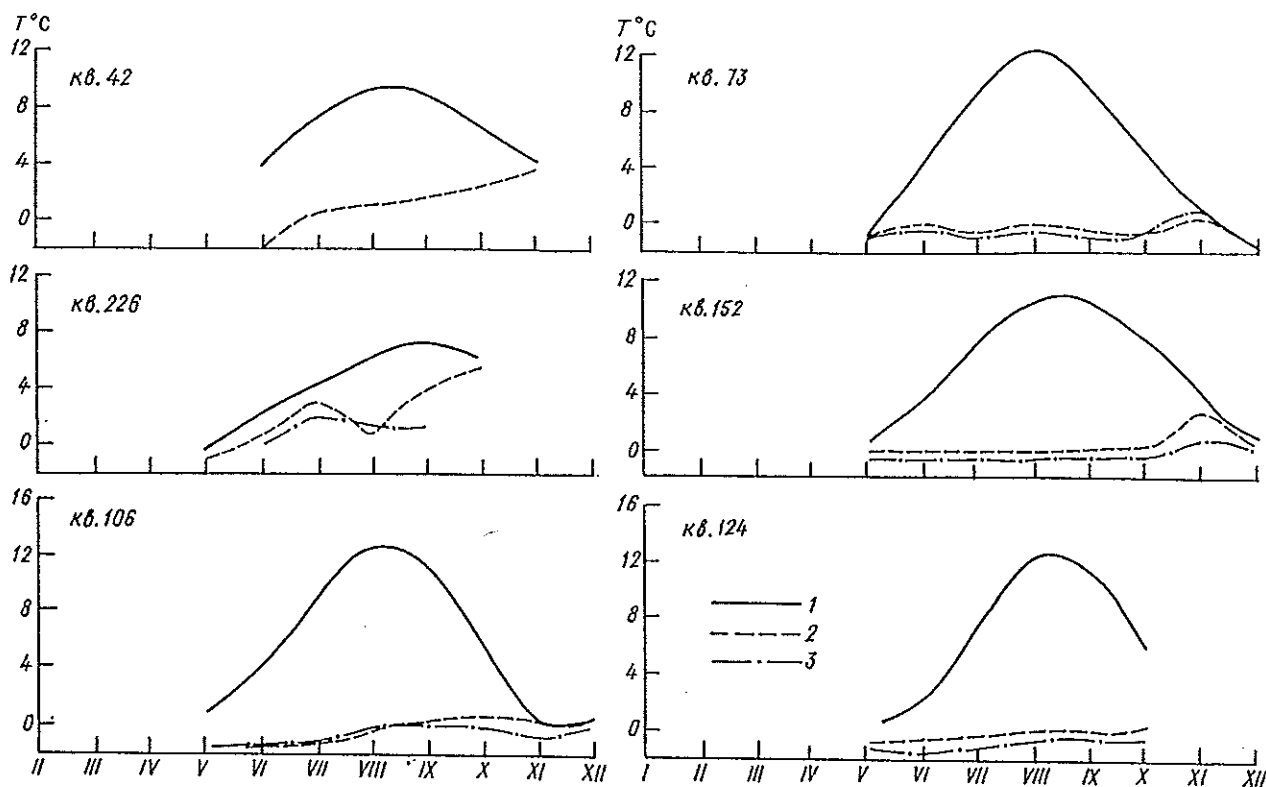


Рис. 4.15. Годовой ход температуры воды в отдельных квадратах северной части Охотского моря.

1 — поверхность; 2 — горизонт 50 м; 3 — горизонт 100 м.

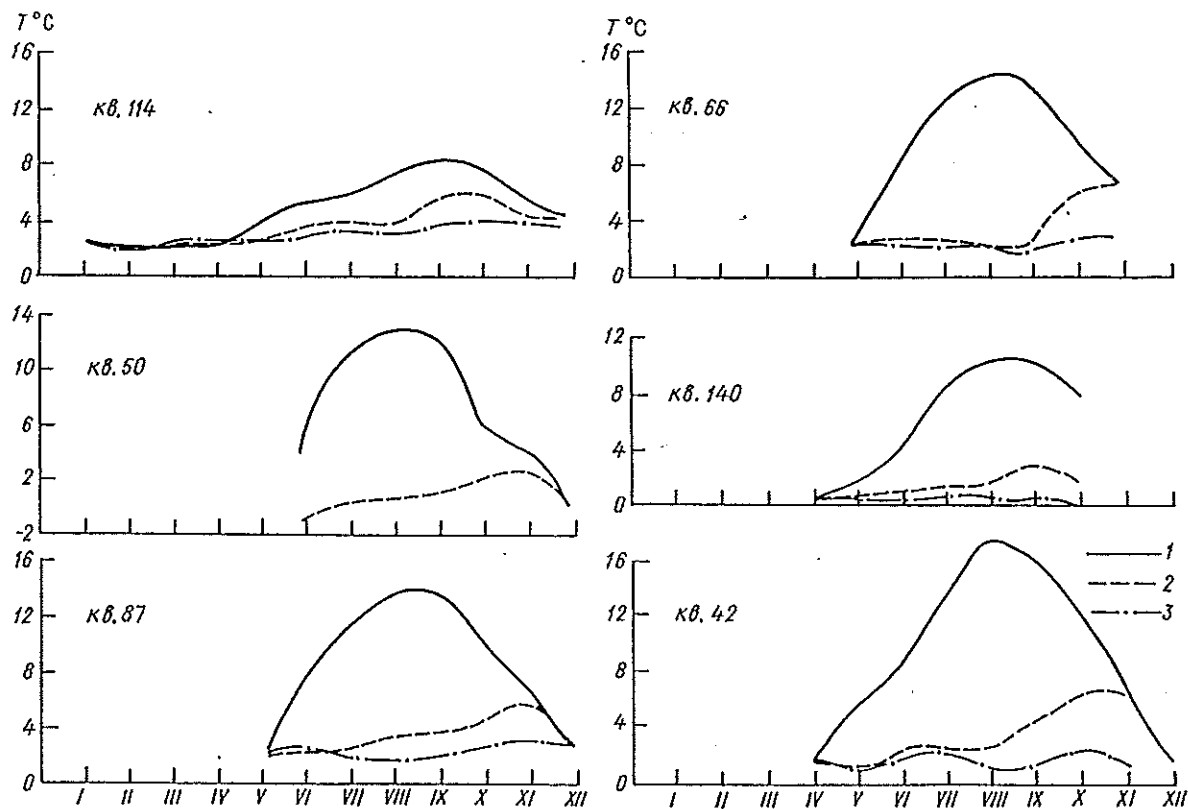


Рис. 4.16. Годовой ход температуры воды в отдельных квадратах южной части Охотского моря.

1 — поверхность; 2 — горизонт 50 м; 3 — горизонт 100 м.

ского моря можно разделить на две зоны, различные в динамическом отношении.

Первая из них — это Курильские проливы (рис. 4.16, кв. 114), где увеличение температуры от мая к октябрю происходит за счет постоянного вертикального обмена вследствие приливного перемешивания. То же прослеживается и на протяжении Камчатского течения (рис. 4.16, кв. 140), которое переносит трансформированные в Курильских проливах тихоокеанские воды в северную часть моря. В этом течении максимум температуры на горизонте 50 м отмечается в сентябре, что совпадает с максимумом прогрева поверхностных вод в проливах. В октябре же начинают преобладать метеорологические факторы (возрастающая скорость ветра и понижение температуры воздуха). Поэтому взаимодействие трансформированных тихоокеанских вод с охлаждающимися водами моря приводит к тому, что температура воды на глубине 50 м в октябре становится ниже, чем в сентябре.

На большей части южной акватории моря годовой ход температуры воды в подповерхностных слоях — результат дифференцированного вклада метеорологических условий и трансформации вод в динамически активных регионах. Например, в кв. 50 (см. рис. 4.16) с июня по октябрь оказывают влияние динамические процессы в Шантарском районе, а в кв. 87 с июля по октябрь — процессы в проливах Курильской гряды. В ноябре, как и в большинстве квадратов северной и центральной частей моря, на рост температуры воды доминирующее влияние оказывают метеорологические процессы.

Количество наблюдений зимой во многих квадратах существенно меньше. Отсюда — некоррект-

ность в оценках средних многолетних значений и причина того, что конфигурация кривых годового хода в этот период усложнена.

В Курильских проливах и прилегающих к ним районах западывание минимума температур, как и максимума летом, составляет 1 мес. На большей части береговых станций, как отмечалось, время наступления минимальных температур поверхностного слоя моря приходится на период с января по март. Учитывая это, а также имеющиеся данные по акватории, свободной от ледяного покрова, можно заключить, что гидрологическая зима для большинства открытых районов Охотского моря продолжается с января по март.

Рассмотрим географическую дифференциацию наступления максимумов температуры и ее причины. Как следует из рис. 4.17 а, на большей части моря максимальный прогрев поверхностных вод наступает в августе, а на всем протяжении Курильской гряды и на входе в зал. Шелихова — в сентябре. В этих районах причиной смещения максимума на сентябрь является сильное вертикальное и боковое перемешивание водных масс за счет интенсивных приливных течений. По мере удаления от Курильской гряды происходит смещение трансформированных в проливах тихоокеанских вод с водами собственно Охотского моря. В результате образуется переходная зона, которая в основном располагается над южной частью Глубоководной котловины, а также в зоне действия Камчатского течения и его ветвей, переносящих водные массы в восточной части моря от Глубоководной котловины на север. Аналогичная ситуация прослеживается также к северу от м. Утхолокского и к северо-востоку от Шан-

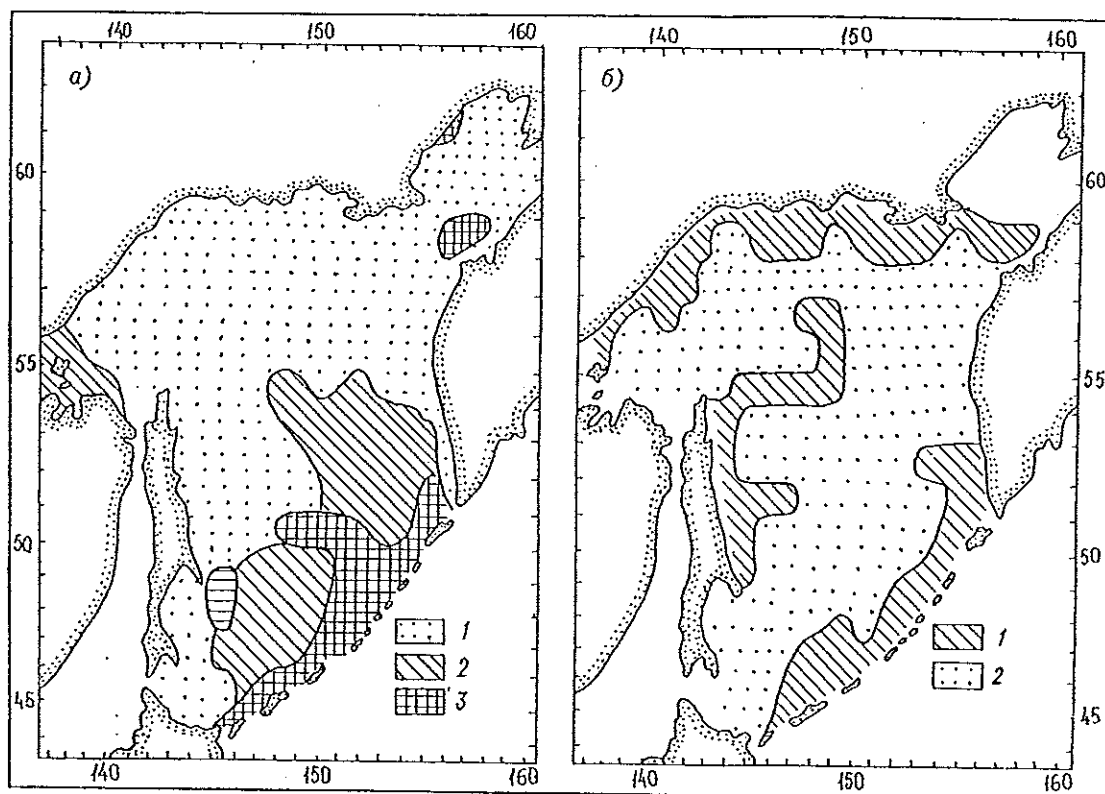


Рис. 4.17. Время наступления максимальной температуры воды на акватории Охотского моря.  
 а — на поверхности: 1 — август, 2 — август—сентябрь, 3 — сентябрь; б — на горизонте 50 м: 1 — октябрь, 2 — ноябрь.

тарских островов. Время наступления максимальной температуры во всех этих районах (рис. 4.17 а) — август—сентябрь. Однако следует отметить, что в переходной зоне период максимального прогрева поверхностных вод такой же, что и на большей части акватории моря — с июля по сентябрь.

Причиной запаздывания максимума температуры воды на поверхности к востоку от м. Терпения, который здесь наступает в сентябре, вероятнее всего, является сток рек. Хотя и в меньшей степени (по отношению к приливному перемешиванию), данный фактор действует и в Шантарском районе с прилегающими к нему акваториями, что также способствует сдвигу пика на август—сентябрь.

Наибольший прогрев речных вод на всей периферии моря наступает в августе (табл. 4.5). Однако, чтобы прогретые воды достигли указанных районов, необходимо время. Кроме того, у рек о. Сахалин, а также рек, впадающих в северо-западную часть Охотского моря, благодаря циклонам и тайфунам в конце лета и начале осени наступает второй максимум стока (см. табл. 4.5).

На глубине 50 м максимальная температура воды по всей акватории наблюдается в октябре и ноябре (рис. 4.17 б).

В динамически активных районах (Курильские проливы и вход в зал. Шелихова), а также в районах, подверженных непосредственному воздей-

Таблица 4.5  
 Расход воды ( $\text{м}^3/\text{с}$ ) (числитель) и температура воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) (знаменатель) на некоторых реках Дальнего Востока, по [10—12]

Река	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Амур	$\frac{1890}{-}$	$\frac{1170}{-}$	$\frac{878}{-}$	$\frac{3090}{0,1}$	$\frac{14100}{3,0}$	$\frac{16600}{15,2}$	$\frac{16200}{19,6}$	$\frac{19900}{19,7}$	$\frac{21200}{14,5}$	$\frac{16800}{5,0}$	$\frac{6390}{0,0}$	$\frac{2490}{-}$
Уда	$\frac{34,1}{-}$	$\frac{23,7}{-}$	—	—	$\frac{-}{1,7}$	$\frac{1490}{9,1}$	$\frac{1660}{12,2}$	$\frac{1870}{12,2}$	$\frac{1410}{8,6}$	$\frac{-}{2,4}$	—	—
Тынь (о. Сахалин)	$\frac{11,9}{-}$	$\frac{9,91}{-}$	$\frac{9,37}{-}$	$\frac{29,7}{0,1}$	$\frac{210}{4,6}$	$\frac{124}{11,5}$	$\frac{42,8}{16,1}$	$\frac{38,2}{16,5}$	$\frac{53,1}{11,8}$	$\frac{64,4}{4,7}$	$\frac{29,3}{0,1}$	$\frac{17,1}{-}$
Поронай (о. Сахалин)	$\frac{12,2}{-}$	$\frac{9,06}{-}$	$\frac{8,20}{-}$	$\frac{53,5}{0,0}$	$\frac{277}{4,9}$	$\frac{148}{11,1}$	$\frac{90,7}{14,9}$	$\frac{83,5}{15,6}$	$\frac{89,5}{11,6}$	$\frac{115}{4,8}$	$\frac{53,2}{0,1}$	$\frac{21,6}{-}$
Ича (п-ов Камчатка)	$\frac{36,3}{-}$	$\frac{34,8}{-}$	$\frac{31,4}{-}$	$\frac{45,6}{0,0}$	$\frac{164}{4,8}$	$\frac{227}{8,5}$	$\frac{154}{11,3}$	$\frac{113}{11,6}$	$\frac{113}{8,9}$	$\frac{106}{3,7}$	$\frac{62,7}{0,0}$	$\frac{36,7}{-}$

вию трансформированных тихоокеанских вод (западнее Курильской гряды и у южной оконечности п-ова Камчатка), максимальная температура отмечается в октябре. В прибрежных районах северо-западной части моря — также в октябре, но причинами здесь являются начало термической конвекции и возрастание скорости ветра.

К востоку и северо-востоку от о. Сахалин максимум наступает в октябре, вероятно, под влиянием осеннего охлаждения, стока рек северо-западного побережья и подъема глубинных вод в районе о. Ионы.

На остальной акватории моря максимальный прогрев на горизонте 50 м приходится на ноябрь (рис. 4.17 б). Это время, когда на акватории моря хорошо выражено термическое конвективное перемешивание.

Минимальная температура поверхностного слоя Охотского моря отмечается с января по апрель, причем, как следует из рис. 4.18 а, для трансформированных тихоокеанских вод — с февраля по апрель, а вод Охотского моря — с января по март. На входе в зал. Шелихова период минимальных температур также смещен на февраль—апрель, что связано здесь с мощным приливным перемешиванием.

На картину распределения периодов минимальных температур воды на горизонте 50 м повлияло недостаточное число наблюдений в отдельных квадратах и малая изменчивость средних месячных значений температуры на данной глубине в холодное время года. Однако, сравнивая рис. 4.18 а и б, можно видеть, что основные черты, присущие поверхностному горизонту, с глубиной сохраняются.

Наиболее показательной величиной, характеризующей внутригодовую изменчивость температуры воды, является ее амплитуда — половина разности

между максимальной и минимальной температурой за год.

Распределение внутригодовых амплитуд по акватории моря представлено на рис. 4.19. На поверхности (рис. 4.19 а) максимальные значения (8—9 °С) приурочены к районам вторжения и распространения по южной части моря вод течения Соя, имеющих в летнее время наиболее высокое теплосодержание. Также относительно большие значения (до 7,0—7,5 °С) характерны для районов с незначительным обменом в вертикальном и горизонтальном направлениях. Это северная и центральная части моря, а также зона Восточно-Сахалинского течения.

По мере приближения к динамически активным регионам моря амплитуды внутригодовой изменчивости температуры воды уменьшаются до 2,5—3,0 °С.

На распределение амплитуд на глубине 50 м влияют те же причины, что и на поверхности, но сами амплитуды здесь меньше поверхностных в 2—3 раза. Максимум (3,5—5,5 °С) приходится на самую южную часть моря. Наиболее низкие для всего моря значения (около 1,5 °С) приурочены к периферии циклонического круговорота в северной части моря и к потоку вод южного направления вблизи побережья п-ова Камчатка. Эти циркуляции состоят из трансформированных тихоокеанских вод. Кроме того, в северном круговороте присутствуют мало измененные воды глубинных горизонтов, поднимающиеся к поверхности у о. Ионы.

Амплитуды, не превышающие 2 °С, наблюдаются в Курильских проливах и на входе в зал. Шелихова. Более высокие значения в Шантарском районе (до 3,0—3,3 °С) связаны с небольшими глубинами на этой акватории и мощным вертикальным обменом.

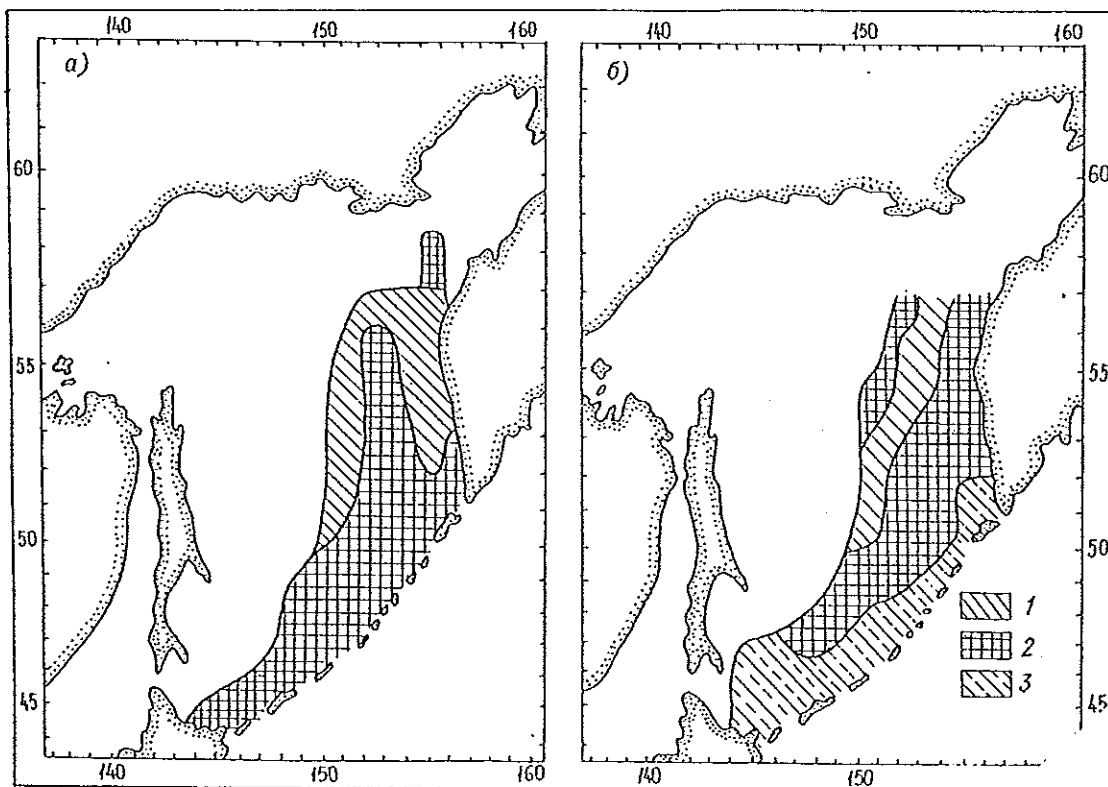


Рис. 4.18. Время наступления минимальной температуры воды на поверхности (а) и на горизонте 50 м (б) в январе—марте (1), феврале—апреле (2) и феврале—мае (3).

ИИ  
Средняя  
северо-запад-

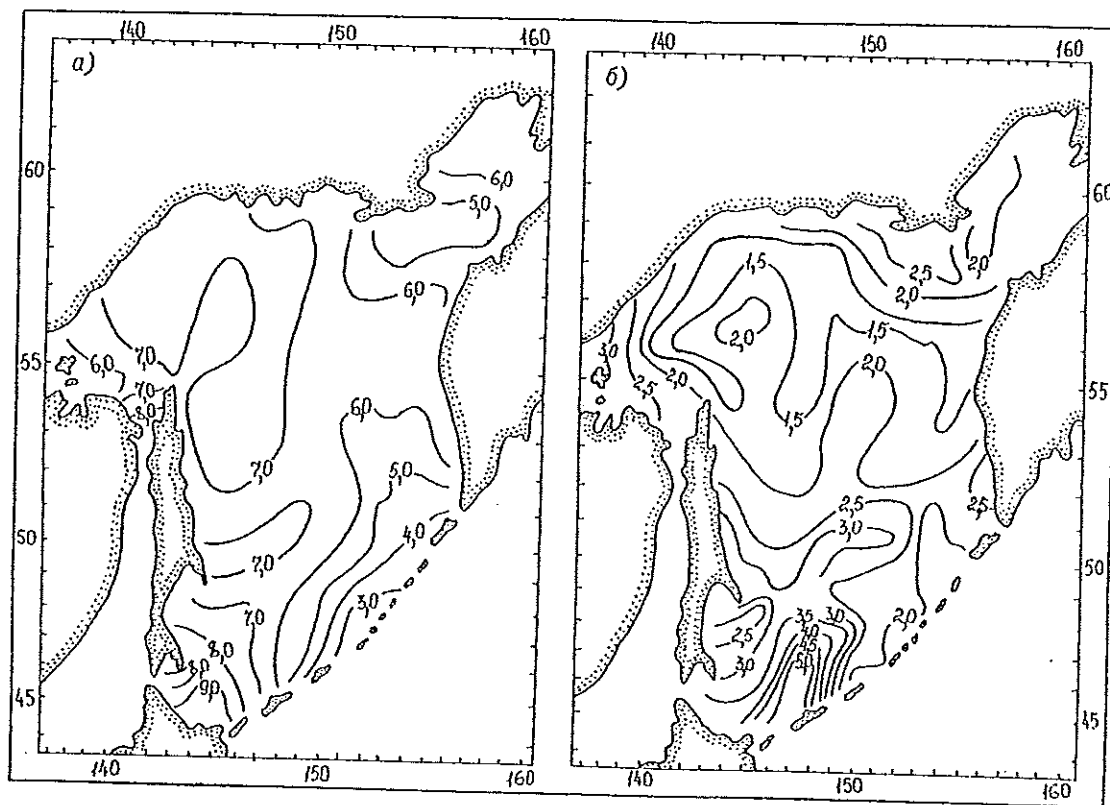


Рис. 4.19. Амплитуды внутрigoдовой изменчивости температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) на поверхности моря (а) и на горизонте 50 м (б).

#### 4.3.4. Межгодовая изменчивость температуры воды в прибрежной зоне моря

Непостоянство средней годовой интенсивности процессов над акваторией Охотского моря приводит к межгодовой изменчивости потерь тепла за счет испарения и турбулентного теплообмена с атмосферой в зимнее время и межгодовой неравномерности притока солнечной радиации на поверхность моря в летнее время. Эти факторы определяют межгодовую изменчивость температуры воды в море, развитие ее аномалий.

В Охотском море наблюдения за температурой воды сравнительно регулярно начались с 1936 г. Однако пропуски наблюдений практически на всех ГМС в осенний, зимний и весенний периоды года позволили получить непрерывные ряды средних годовых значений для отдельных станций начиная только с 60-х годов. Ряды продолжительностью в 20—25 лет, естественно, недостаточны для получения надежных статистических данных, выявления долгопериодных колебаний и фоновых изменений.

На всех береговых ГМС наблюдается квазидвухлетняя периодичность (рис. 4.20 и 4.21). При этом на станциях Мыс Терпения, Комрво, Аян и Охотск, как показал спектральный анализ, квазидвухлетние колебания происходят на фоне изменений температуры с периодом 4—5 лет. На значительных участках побережья колебания, как правило, синфазны и близки по амплитуде. Это свидетельствует о том, что межгодовые изменения температуры воды обуславливаются крупномасштабными процессами. В работе [46] квазидвухлетняя цикличность в атмосфере связывается с автоколебаниями в междуполушарной тепловой машине, которая фор-

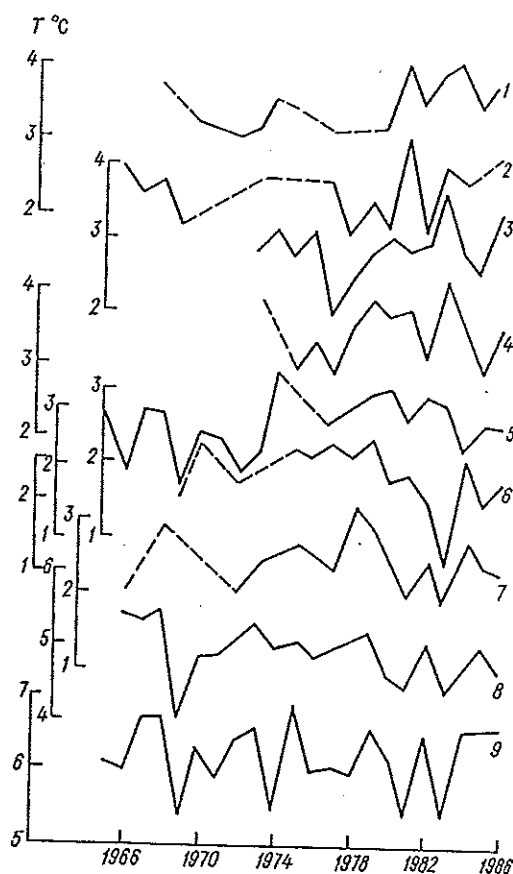


Рис. 4.20. Межгодовая изменчивость средней годовой температуры воды на береговых станциях Охотского моря.

1 — Озерная; 2 — Остров Птичий; 3 — Нагаево; 4 — Охотск; 5 — Аян; 6 — Комрво; 7 — Мыс Терпения; 8 — Взморье; 9 — Корсаков.

мирует меридиональную циркуляцию, обеспечивающую соответствующий обмен теплом и влагой между летним и зимним полушарием.

У отдельных групп ГМС, расположенных на различных участках побережья Охотского моря, имеются свои особенности. К таким группам относятся станции, расположенные на юго-западном побережье моря (Корсаков, Взморье, Мыс Терпения), северо-западном побережье (Аян, Охотск, Нагаево) и на восточном побережье (Остров Птичий, Усть-Большерецк, Озерная). Внутри каждой из групп практически наблюдается синхронность колебаний и равенство амплитуд. В то же время колебания температуры воды на побережьях юго-западной части моря и п-ова Камчатка происходят преимущественно в противофазе (1-я и 3-я группы станций).

Что касается долгопериодных изменений температуры воды (тренда), то можно лишь указать, что, за исключением станций Аян и Охотск, за период 1970—1986 гг. наблюдался тренд повышения летней температуры воды на 1,5—2,0 °С.

Знаки аномалии температуры воды в прибрежной зоне моря и температуры приземного воздуха обычно совпадают (рис. 4.22). Особенно четко зависимость проявляется в летний период. В зимний, осенний и весенний периоды, когда сказывается влияние ледяного покрова, она нарушается.

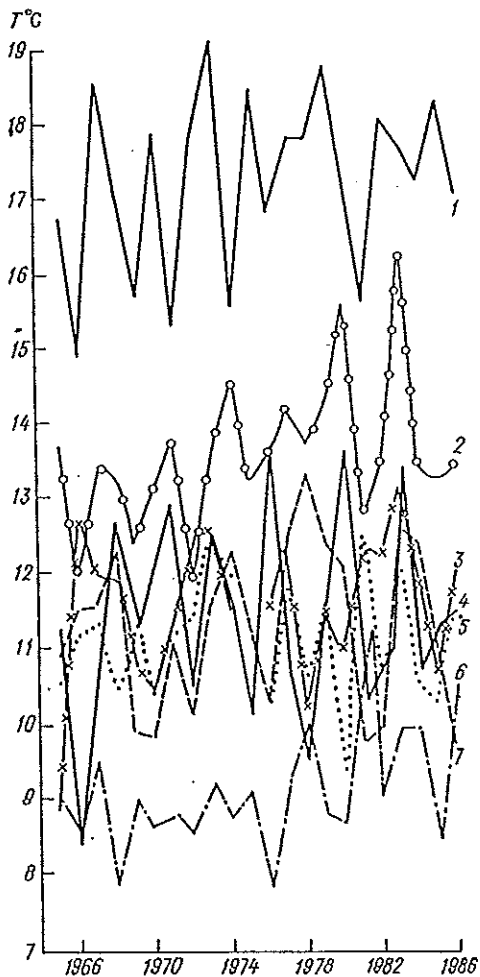


Рис. 4.21. Межгодовая изменчивость средней месячной температуры воды (август) на береговых станциях Охотского моря.

1 — Корсаков; 2 — Охотск; 3 — Остров Птичий; 4 — Нагаево;  
5 — Усть-Большерецк; 6 — Озерная; 7 — Аян.

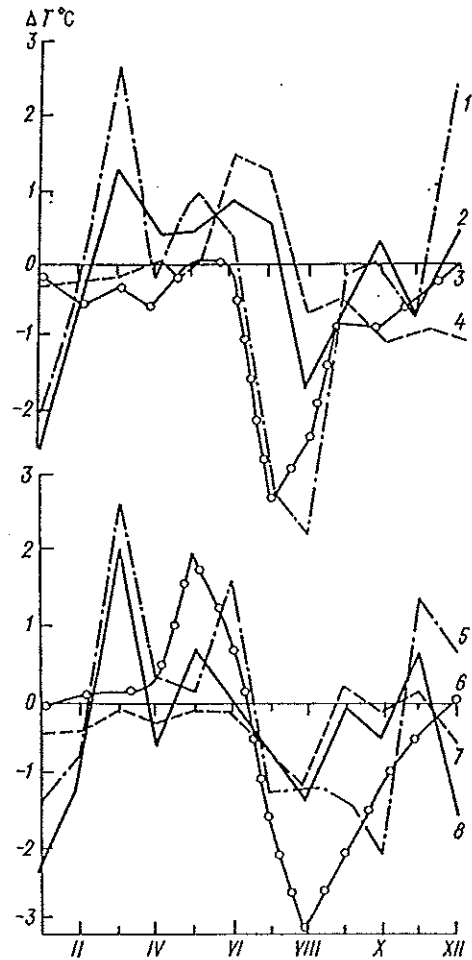


Рис. 4.22. Внутригодовой ход средних месячных аномалий температуры воды (1, 2, 5, 8) и температуры воздуха (3, 4, 6, 7) в 1987 г. на береговых станциях Охотского моря.

1, 3 — Комрво; 2, 4 — Корсаков; 5, 6 — Охотск;  
7, 8 — Озерная.

Амплитуды межгодовых колебаний средней годовой температуры воды достигают 1,5—1,7 °С, средней месячной (за август) — 3—5 °С. Так, например, на ГМС Нагаево минимальная средняя годовая температура (1,9 °С) наблюдалась в 1977 г., а максимальная (3,6 °С) — в 1983 г.

Согласно работе [30], формирование крупномасштабных аномалий температуры поверхности (АТПО) северной части Тихого океана начинается в мае—июне и достигает максимального развития в августе—сентябре, а разрушение АТПО начинается в декабре и заканчивается в феврале—марте. По-видимому, такая закономерность справедлива и для поверхности Охотского моря. Это подтверждается одинаковым характером межгодовой изменчивости температуры (средней за август и средней годовой), которая в обоих регионах имеет одинаковый знак. В работе [30], в частности, отмечается, что развитие и эволюция АТПО в значительной степени определяются аномалиями циклонической активности. Общий термический фон поверхностного слоя воды Охотского моря зависит от атмосферной циркуляции над самим морем и прилегающими районами Тихого океана. Активная циклоническая деятельность над Охотским морем и северо-запад-

ной частью Тихого океана в теплую половину года в основном сопровождается отрицательными аномалиями температуры воды. В свою очередь антициклоническая деятельность, как показала Веселова, обуславливает преимущественно положительные аномалии. В 1981—1983 гг. [15—17] наблюдались существенные изменения средних годовых значений температуры воды (см. рис. 4.20, 4.21), повторяемость циклонов в августе 1981 и 1983 гг. почти в два раза была выше, чем в августе 1982 г. При этом в 1981 и 1983 гг. наблюдался выход циклонов на центральную часть Охотского моря как со стороны континента, так и Тихого океана. Барическое поле в нижней тропосфере в 1982 и 1983 гг. существенно отличалось от среднего многолетнего [16, 17]. Если в 1982 г. основные очаги наибольшей повторяемости числа дней с циклонами располагались севернее обычного положения (над северным побережьем Охотского моря), то в 1983 г. — на 5° южнее обычного. При этом исключительно высокой повторяемостью циклонов в течение всего года отличались южные районы Охотского моря.

#### 4.3.5. Пространственно-временное распределение

Низкая температура воды поверхностного слоя Охотского моря наблюдается с января по апрель (рис. 4.23). В январе наиболее высокие значения (до 1,0—1,5 °C) отмечаются вблизи островов южной половины Курильской гряды, а в проливах и на шельфе островов к северу от параллели 47° 30' с. не превышают 0,5—0,7 °C.

Повышенные значения вблизи островов Курильской гряды связаны в первую очередь с адвекцией тихоокеанских вод. Максимум температуры у южной половины гряды зависит от двух факторов. Во-первых, согласно В. Н. Степанову [49], в Тихом океане средняя годовая температура от южной оконечности п-ова Камчатка до о. Хоккайдо увеличивается на 5 °C, и, во-вторых, вблизи побережья о. Хоккайдо в Охотском море следует теплое течение Соя. Смещение и вертикальная трансформация этих двух видоизмененных тихоокеанских водных масс и приводят к росту температуры воды.

По мере удаления от проливов и продвижения трансформированных тихоокеанских вод на север температура воды уменьшается до -1 °C. Некоторое повышение (до -0,5 °C) на входе в зал. Шелихова связано с интенсивным приливным перемешиванием.

В феврале распределение в основном сохраняется такое же, как в январе. Происходит только повсеместное уменьшение температуры. У островов Курильской гряды она не превышает 0,5—1,0 °C, а на севере свободной ото льда акватории моря — 1,5 °C (см. рис. 4.23).

Март характеризуется наиболее низкой температурой поверхностных вод (см. рис. 4.23). Зимнее выхолаживание приводит к тому, что у островов Курильской гряды температура понижается до -0,3...0,6 °C, а вблизи берегов п-ова Камчатка — до -1,0...-1,2 °C.

Период весеннего прогрева поверхностных вод Охотского моря начинается в апреле. Повсеместно происходит увеличение температуры, а в самой южной части моря оно достигает 2,0—2,2 °C. Отрицательные значения в северной (свободной ото льда)

части акватории моря не опускаются ниже -1,0 °C (см. рис. 4.23).

В мае прогрев продолжается. По данным наблюдений, выполненных в мягкие по ледовым условиям годы, на поверхности (см. рис. 4.23) доминируют положительные значения температуры. Наиболее прогреты северная мелководная и крайняя южная (южнее параллели м. Терпения) части моря (соответственно 2,0—2,5 и 6,0—6,5 °C). Однако преобладают значения 0,0—1,2 °C.

Перестройка температурного поля к летнему состоянию происходит в июне (см. рис. 4.23). Если зимой и в начале весны (январь—апрель) наиболее прогреты участки приурочены к динамически активным районам и местам поступления тихоокеанских вод, то в летнее время более прогреты мелководные периферийные и спокойные районы моря. Температура в июне здесь (см. рис. 4.23) достигает 5,0—6,5 °C. В динамически активных районах за счет интенсивного перемешивания образуются зоны пониженной температуры. На входе в зал. Шелихова и вблизи островов Курильской гряды температура поверхностных вод не превышает 1,5—2,5 °C.

В июле по сравнению с июнем температура повсеместно выше на 4—6 °C (см. рис. 4.23). Однако ее пространственное распределение меняется мало.

Самая высокая температура поверхностных вод моря приходится на август. Максимум наблюдается на акватории к югу от параллели м. Анива, достигающая 16,0—16,5 °C (см. рис. 4.23). Сравнительно высокая температура (до 12—14 °C) отмечается на мелководных периферийных участках моря. В динамически активных районах температура не превышает 7,5—9,5 °C. Пониженные значения (до 10,5 °C) отмечаются и над банкой Кашеварова, что связано с постоянным (в течение всего года) подъемом глубинных вод. Распространение трансформированных и охлажденных в Курильских проливах тихоокеанских вод на север в восточной части моря приводит к разности температур поверхностного слоя в 1—2 °C между этой и западной частью моря.

В сентябре начинается охлаждение поверхностных вод. Однако в целом еще сохраняется летний тип распределения температуры. По сравнению с августом на большей части моря температура понижается на 1—2 °C (см. рис. 4.23). В то же время в проливах Курильской гряды и прилегающей к ним акватории в сентябре наблюдается максимальная (для всего года) температура поверхностного слоя, что связано со сдвигом пика прогрева за счет мощного вертикального обмена.

В октябре происходит дальнейшее понижение температуры. Усиливается термическая конвекция, что приводит к сглаживанию контрастов между динамически активными и остальными районами моря (см. рис. 4.23). Пониженные температуры (до 3,5—4,0 °C) в северо-западной части моря связаны с интенсификацией здесь в октябре циклонической циркуляции вод, которая приводит к подъему глубинных более холодных вод и соответственно усиливает эффект осенней термической конвекции. Максимальные температуры (до 11,0—11,5 °C) относятся к самой южной части моря, что связано с большим теплозапасом вод течения Соя. На большей части акватории моря преобладает температура от 5,5 до 7,5 °C.

Переход к зимнему состоянию температуры вод происходит в ноябре. Небольшой теплозапас вод

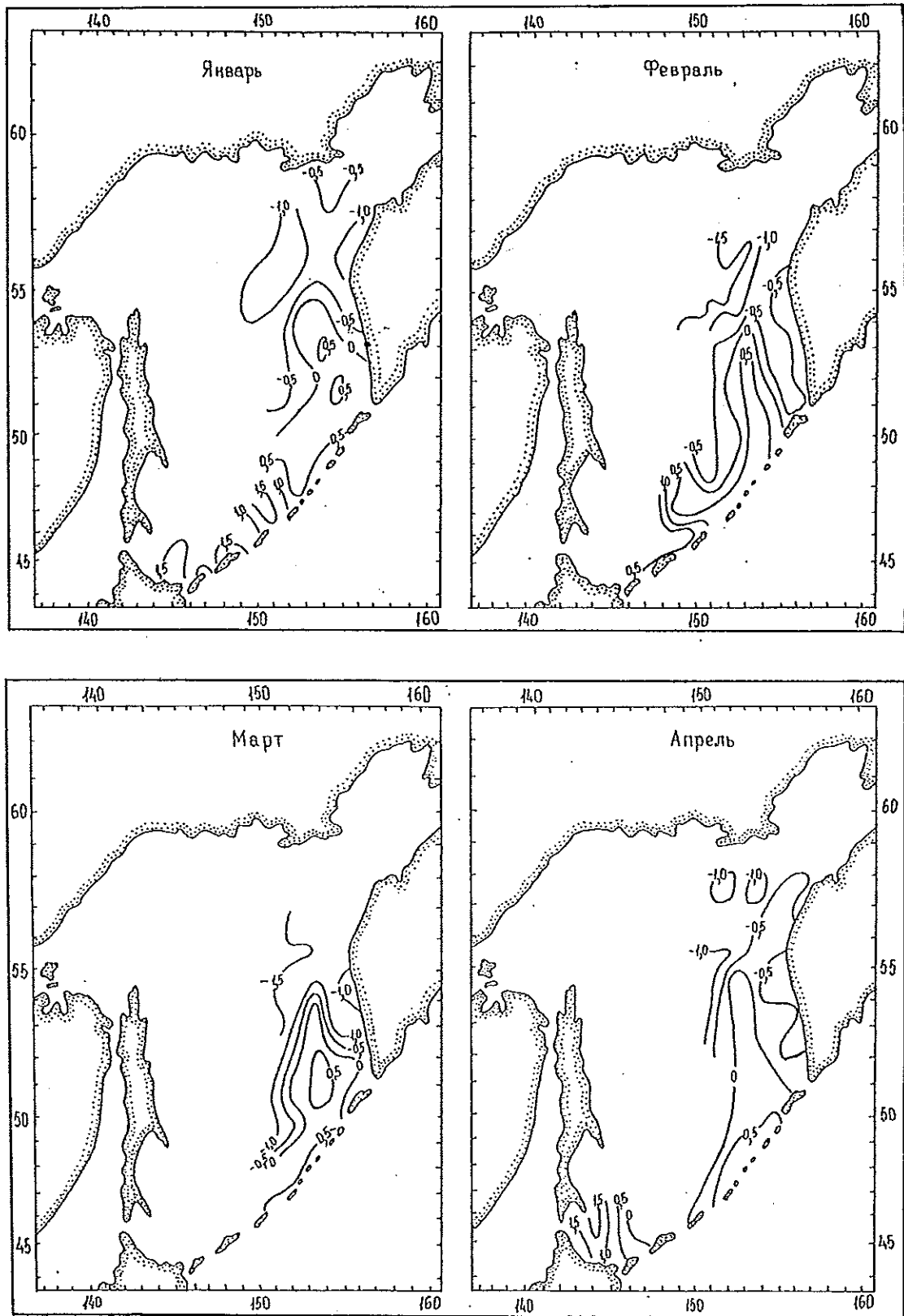


Рис. 4.23. Распределение температуры воды (°C) на поверхности Охотского моря.

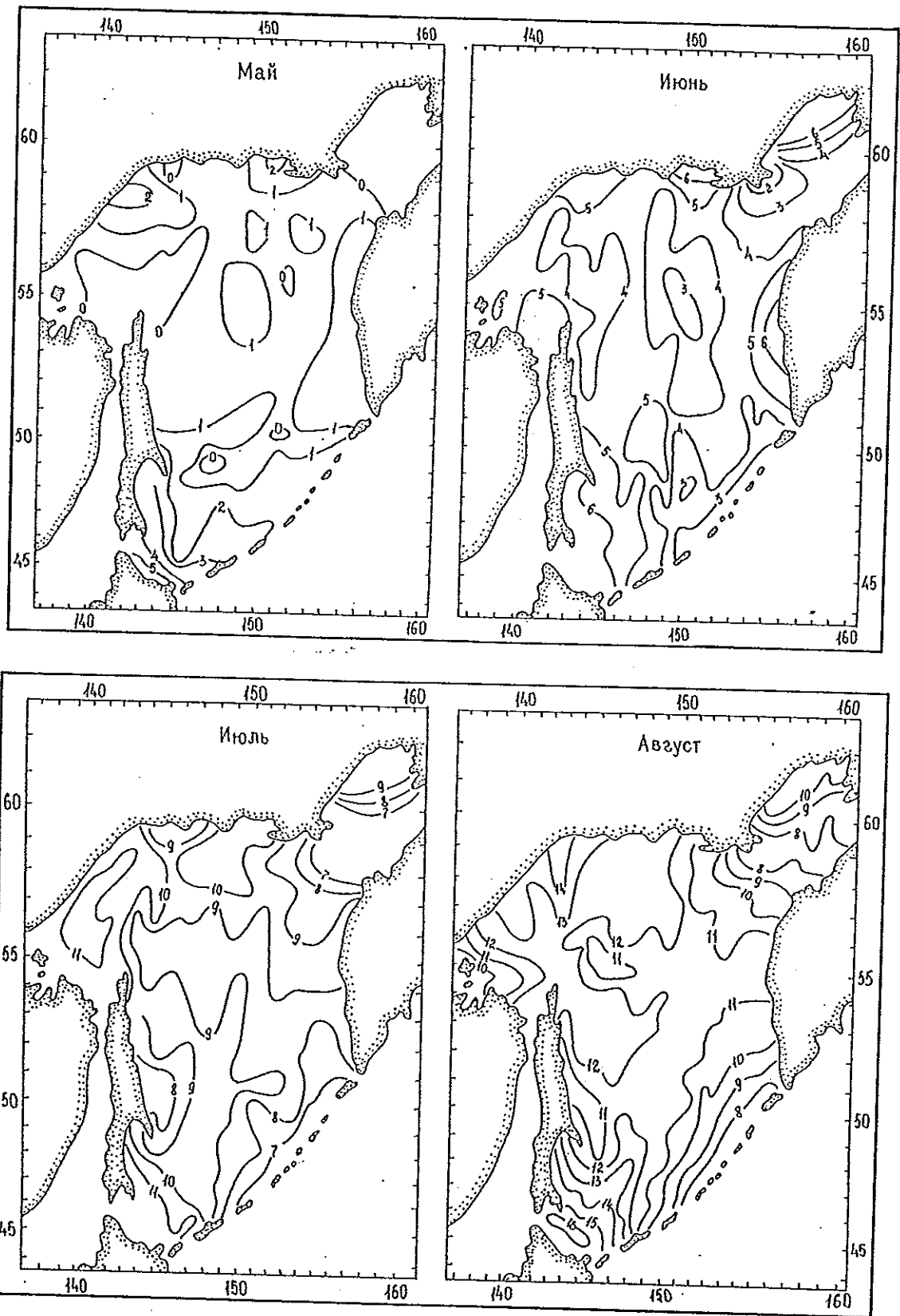


Рис. 4.23 (продолжение).

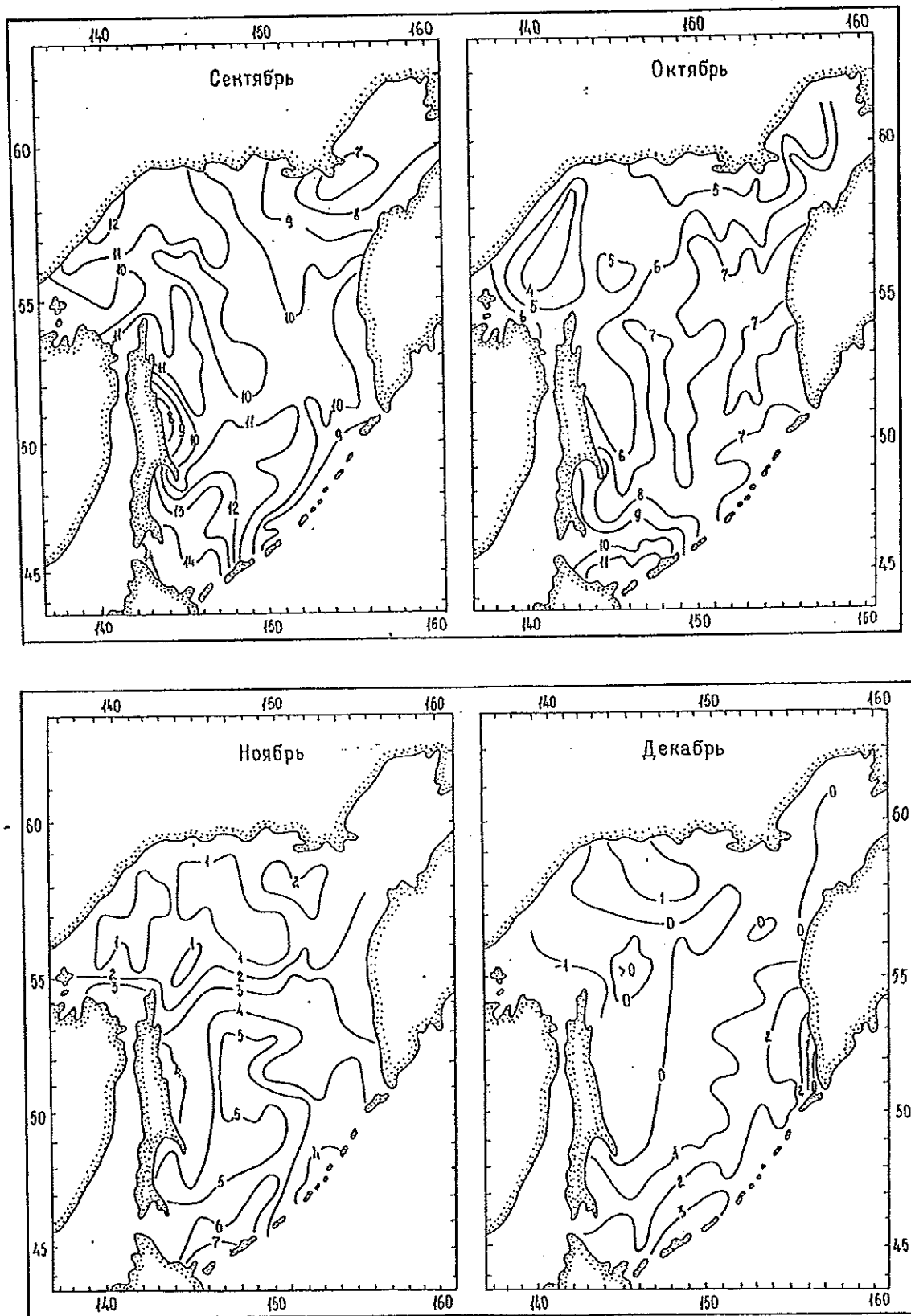


Рис. 4.23 (продолжение).

мелководной части моря и постепенно усиливающаяся термическая конвекция (как следствие отрицательной температуры воздуха) приводят к тому, что к северу от параллели м. Елизаветы температура не превышает  $1-2^{\circ}\text{C}$  (см. рис. 4.23). Центральную и южную глубоководные части моря заполняют трансформированные тихоокеанские воды, имеющие значительный теплозапас. Температура воздуха над этой частью моря по сравнению с северной мелководной акваторией также выше на  $8-12^{\circ}\text{C}$ . Эти два фактора — причина более слабой термической конвекции и как следствие более высокой температуры поверхностных вод, которая в южной части моря достигает  $5,5-7,5^{\circ}\text{C}$  (см. рис. 4.23).

В декабре распределение температуры полностью отражает зимнее состояние (см. рис. 4.23). В зал. Шелихова и на акватории, прилегающей к Шантарским островам, отмечаются самые низкие значения (до  $-0,5...-1,5^{\circ}\text{C}$ ). В юго-восточной части моря температура не опускается ниже  $0,5-1,5^{\circ}\text{C}$ . Довольно отчетливо выражена положительная аномалия температуры над банкой Кашеварова (выше  $0^{\circ}\text{C}$ ) — следствие подъема к поверхности более теплых глубинных вод. Максимальные значения (до  $2,0-3,5^{\circ}\text{C}$ ) приходится на районы вторжения в море тихоокеанских вод (Курильские проливы и область течения Сойя), а также на районы их дальнейшего распространения.

На глубине 50 м в январе распределение температуры мало отличается от поверхностного (рис. 4.24). К югу от параллели  $55^{\circ}$  с. она выше на  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Это свидетельствует о том, что термическая конвекция в это время года здесь не достигает глубины 50 м. В феврале, марте и апреле (см. рис. 4.24) конфигурация изотерм на горизонте 50 м и на поверхности идентична, что является следствием хорошего вертикального перемешивания в слое  $0-50$  м, происходящего за счет зимней термической конвекции на свободной от ледяного покрова акватории.

В мае с началом летнего прогрева и образованием тонкого поверхностного прогреваемого слоя появляются различия температуры на поверхности и глубине 50 м. На большей части моря, как следует из рис. 4.23 и 4.24, в подповерхностном слое температура ниже на  $0,5-1,0^{\circ}\text{C}$ . Различия минимальны в проливах Курильской гряды и южной части Глубоководной котловины, затем возрастают в центральной и северной частях моря и достигают максимума в мелководных прибрежных районах северной части моря (до  $2-3^{\circ}\text{C}$ ), а также в зоне течения Сойя ( $3,5-4,5^{\circ}\text{C}$ ) (см. рис. 4.23 и 4.24). Холодный промежуточный слой (температура ниже  $0^{\circ}\text{C}$ ) в это время включает горизонт 50 м и распространяется на всю северную часть моря и к западу от меридиана  $150^{\circ}$  в. центральной и южной частей моря. На юге моря граница холодного промежуточного слоя распространяется до параллели прол. Буссоль.

Адвекция теплых тихоокеанских вод приводит в июне к существенному уменьшению области с отрицательной температурой, наблюдающейся на горизонте 50 м только вблизи о. Сахалин, в северной части моря (к западу от меридиана  $155^{\circ}$  в.) и в зал. Шелихова к северу от параллели  $60^{\circ}$  с. Постепенное возрастание температуры тихоокеанских вод, следующих через Курильские проливы в море, приводит к повышению температуры в районе Курильской гряды на горизонте 50 м до  $1,0-1,5^{\circ}\text{C}$  (см. рис.

4.24). Начинает также проявляться положительная аномалия над банкой Кашеварова, являющаяся следствием подъема глубинных вод с более высокой температурой.

В июле на горизонте 50 м происходит дальнейшее сокращение области с отрицательной температурой. Вследствие вертикального и бокового обмена, а также адвекции тихоокеанских вод температура возрастает на всей акватории и только в крайней северо-западной части моря остается ниже  $-1^{\circ}\text{C}$  (см. рис. 4.24). Постоянный подъем более теплых глубинных вод делает отчетливо выраженной аномалию над банкой Кашеварова. Максимум температуры (до  $1,5-1,9^{\circ}\text{C}$ ) отмечается на южной и юго-восточной периферии моря — результат тепляющего воздействия трансформированных тихоокеанских вод, проникающих через проливы Лаперуза и Курильской гряды. Наиболее резко выражен также температурный контраст между восточной и западной частями Охотского моря — следствие распространения трансформированных тихоокеанских вод преимущественно по восточной части (см. рис. 4.24).

В августе в динамически активных районах благодаря мощному вертикальному обмену температура возрастает: вблизи Шантарских островов до  $0,5^{\circ}\text{C}$ , в проливах Курильской гряды и на входе в зал. Шелихова — до  $2,0-2,5^{\circ}\text{C}$ . Области с отрицательной температурой (не ниже  $-0,5^{\circ}\text{C}$ ) в августе имеют минимальные размеры (см. рис. 4.24).

В динамически активных районах в сентябре на горизонте 50 м температура воды продолжает повышаться. В зал. Шелихова и притауйском районе она достигает  $2,5-3,5^{\circ}\text{C}$ . Максимум приходится на юго-восточную часть моря: у южных Курильских островов температура составляет  $4,0-4,5^{\circ}\text{C}$  (см. рис. 4.24). В это же время на значительной части моря на рассматриваемом горизонте температура не превышает  $0^{\circ}\text{C}$ . По сравнению с августом несколько возрастают размеры областей с отрицательной температурой, которая теперь на  $0,5-0,7^{\circ}\text{C}$  ниже (см. рис. 4.24), что, возможно, связано с преобладанием наблюдений в относительно холодные в гидрологическом отношении годы.

В октябре понижение температуры воздуха и увеличение скорости ветра приводят к интенсификации термической конвекции и передаче тепла от поверхности к нижележащим горизонтам. Как следствие этого (см. рис. 4.24) на всей акватории моря на горизонте 50 м отмечаются максимальные (для всего года) значения температуры воды. Происходит также почти повсеместное разрушение на этой глубине слоя с отрицательной температурой. Наиболее холодной остается центральная часть моря к северу от параллели  $52^{\circ}$  с., где слабо сказывается тепляющее воздействие тихоокеанских вод, а теплозапас поверхностных к началу термической конвекции оказывается минимальным. На периферии моря за счет наибольшего прогрева поверхностных вод в летнее время конвективные процессы приводят к возрастанию температуры воды на горизонте 50 м до  $3-4^{\circ}\text{C}$ . Положительная аномалия над банкой Кашеварова в это время также хорошо выражена. Максимум значений (до  $3,5-6,5^{\circ}\text{C}$ ) приурочен к району вторжения и распространения трансформированных тихоокеанских вод, имеющих самое высокое теплосодержание.

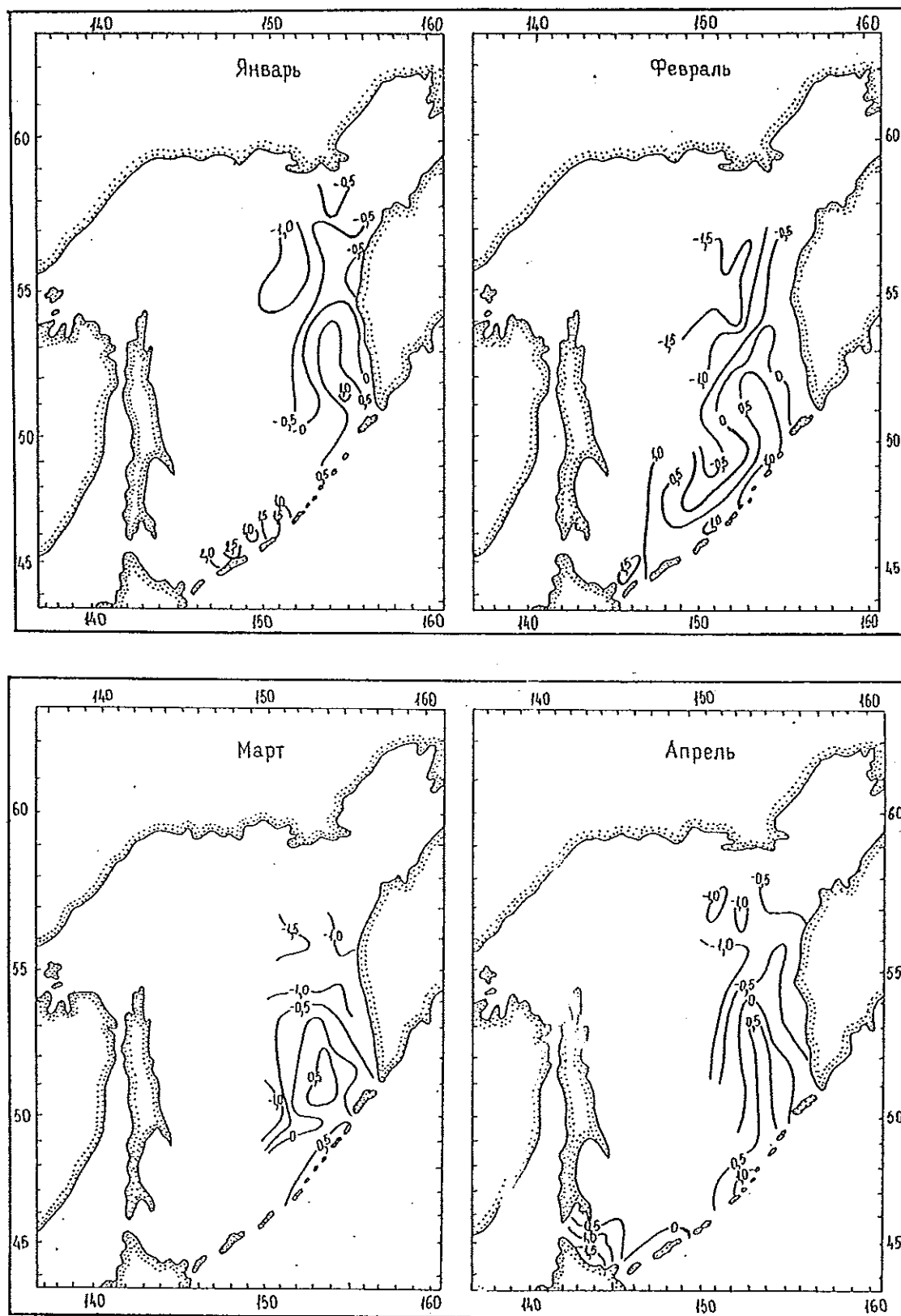


Рис. 4.24. Распределение температуры воды (°C) на горизонте 50 м.

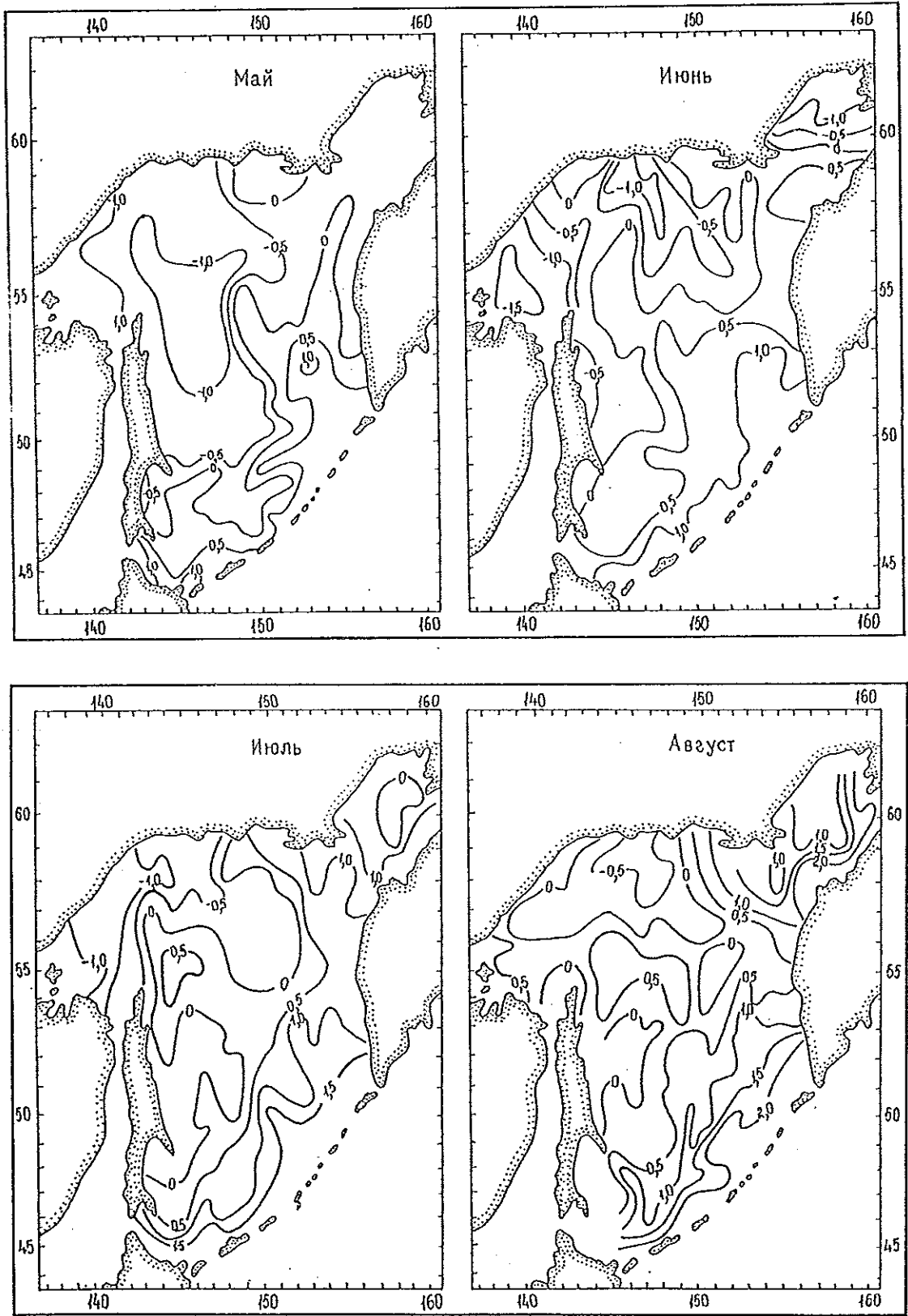


Рис. 4.24 (продолжение).

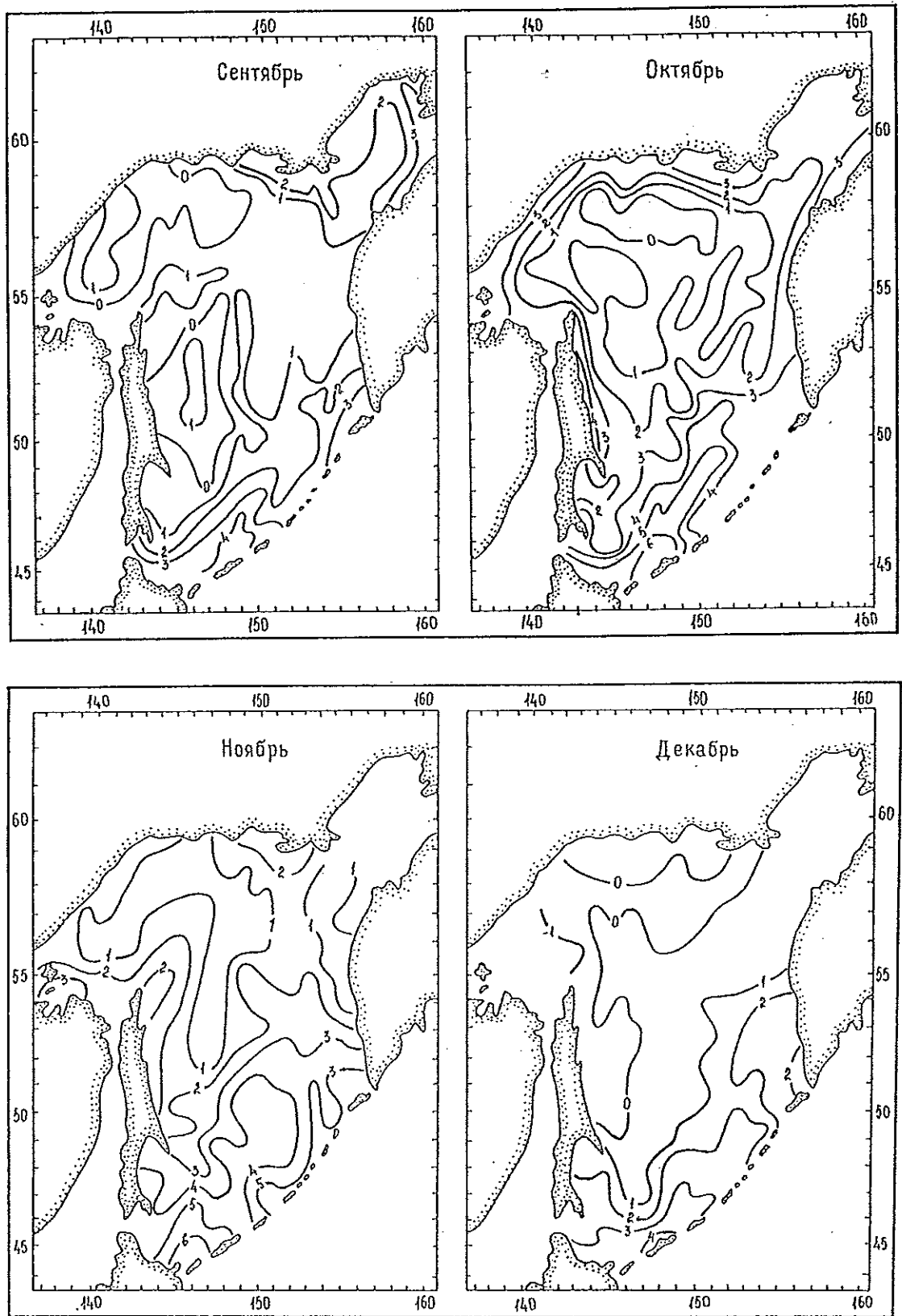


Рис. 4.24 (продолжение).

Дальнейшее уменьшение температуры воздуха (до  $-14^{\circ}\text{C}$ ) и усиление ветра в ноябре приводят к гомотермии слоя 0—50 м на акватории моря севернее параллели  $55^{\circ}$  с. с температурой воды  $1^{\circ}\text{C}$  (см. рис. 4.23 и 4.24). В центральной и южной частях моря гомотермия не распространяется до горизонта 50 м (температура на поверхности выше  $1-2^{\circ}\text{C}$ ), что связано с более высоким теплозапасом вод, а также более высокой температурой воздуха ( $0-6^{\circ}\text{C}$ ). Вдоль западного побережья моря (от Шантарских островов до м. Терпения) на горизонте 50 м выделяется область с температурой  $2,0-3,5^{\circ}\text{C}$ , что, вероятно, связано с передачей тепла речными водами, имеющими в это время сравнительно высокую температуру. Адвекция тихоокеанских вод является причиной образования максимума температуры на рассматриваемой глубине в южной и юго-восточной частях Охотского моря.

В декабре на горизонте 50 м происходит перестройка поля температуры к зимнему состоянию (см. рис. 4.24). В северо-западной части моря появляется область с отрицательной температурой  $-1,0...-1,3^{\circ}\text{C}$ . Максимум температуры ( $4,0-4,3^{\circ}\text{C}$ ) наблюдается в крайней южной части моря как результат воздействия течения Сойя. Адвекция тихоокеанских вод, распространяющихся на север в восточной части моря, приводит к термическому контрасту (до  $2,0-2,5^{\circ}\text{C}$ ) между западной (более холодной) и восточной частью моря.

Для горизонтов 100 и 200 м ниже анализируются сезонные, а не месячные карты распределения температуры вследствие незначительной внутригодовой изменчивости гидрологических характеристик на этих глубинах.

В зимнее время (январь—март) на глубине 100 м (рис. 4.25 а) температура воды на свободной от ледяного покрова акватории изменяется в пределах от  $-1,43$  до  $1,49^{\circ}\text{C}$ . Минимальные значения ( $-1,29...-1,43^{\circ}\text{C}$ ) наблюдаются в северной части данной акватории. Наиболее прогреты (до  $1,30-1,49^{\circ}\text{C}$ ) южная и юго-восточная части моря, что является следствием адвекции теплых тихоокеанских вод.

Весной (апрель—июнь) возрастают пространственные контрасты температуры (рис. 4.25 б). Минимальные значения ( $-1,31...-1,70^{\circ}\text{C}$ ) наблюдаются в северной и северо-западной частях моря, ограниченных с юго-востока линией, соединяющей м. Елизаветы и полуострова Кони и Пьягина, а также в вершине зал. Шелихова. Положительные значения на входе в зал. Шелихова образуются за счет интенсификации здесь приливных течений: смешение поверхностных охлажденных вод с глубинными, имеющими положительную температуру, приводит к образованию в этом районе положительной аномалии температуры. Над банкой Кашеварова подъем глубинных вод также приводит к положительной аномалии. Температура воды здесь выше окружающей на  $0,3-0,5^{\circ}\text{C}$ .

Область с отрицательной температурой в пределах южной части Глубоководной котловины (рис. 4.25 б) связана, вероятно, с двумя факторами. Это, во-первых, или непосредственное вторжение холодных вод Восточно-Сахалинского течения, или, что более вероятно, боковой обмен между холодным Восточно-Сахалинским течением и северной периферией антициклонического движения вод над южной частью Глубоководной котловины. Вторым фактором является интенсификация осенне-зимней

конвекции в пределах антициклонической циркуляции вод над южной частью Глубоководной котловины.

Наибольшие значения температуры отмечаются на южной и юго-восточной периферии моря, куда проникают трансформированные в проливах тихоокеанские воды. Максимум температуры (до  $2,5-3,0^{\circ}\text{C}$ ) вблизи о. Хоккайдо — следствие вертикального обмена в процессе вдольбереговой конвергенции вод теплового течения Сойя.

В летнее время (июль—сентябрь) за счет бокового и вертикального обмена, а также адвекции тихоокеанских вод происходит уменьшение области с отрицательной температурой, равной  $-0,5...-1,6^{\circ}\text{C}$  (рис. 4.25 в). В зал. Шелихова отрицательные значения практически исчезают. В западной части моря (севернее параллели м. Анива) температура воды не опускается ниже  $-0,5^{\circ}\text{C}$  и только в узкой прибрежной части от Сахалинского залива до Тауйской губы она равна  $-1,0...-1,6^{\circ}\text{C}$ . Положительная аномалия над банкой Кашеварова с температурой  $1^{\circ}\text{C}$  вновь хорошо выражена. Максимум ( $2,0-3,3^{\circ}\text{C}$ ) приурочен к местам вторжения теплых тихоокеанских вод (район течения Сойя и проливы Курильской гряды).

Осенью (октябрь—декабрь) на горизонте 100 м повсеместно наблюдаются максимальные (для всего года) значения температуры воды (рис. 4.25 г), что является следствием осенней термической конвекции. В это время область с отрицательной температурой имеет минимальную пространственную протяженность. Положительная аномалия с температурой  $1,0-1,3^{\circ}\text{C}$  над банкой Кашеварова выражена наиболее ярко. Выделяются два очага с максимальной температурой: один расположен на входе в Тауйскую губу ( $1,5-2,0^{\circ}\text{C}$ ), второй — в южной части моря ( $5,0-5,3^{\circ}\text{C}$ ). В центральной и южной частях максимальные горизонтальные градиенты температуры воды расположены по нормали к Курильской гряде (см. рис. 4.25 г).

На горизонте 200 м в течение всего года практически отсутствуют области с отрицательной температурой воды. Исключением являются незначительные участки в вершинах глубоководных желобов в крайней северной части моря. Этот факт свидетельствует о том, что осенне-зимняя конвекция, как правило, здесь не ощущается. Еще одна особенность горизонта 200 м — незначительная внутригодовая изменчивость температуры по всей акватории. В крайней южной части моря и вблизи Курильской гряды, где отмечается максимум внутригодовых колебаний, они в течение года не превышают  $0,5-0,6^{\circ}\text{C}$ , на остальной части моря составляют  $0,2-0,3^{\circ}\text{C}$  (рис. 4.26).

Зимой (январь—март) на горизонте 200 м максимум температуры воды ( $1,5-1,7^{\circ}\text{C}$ ) наблюдается вблизи проливов Курильской гряды в связи с поступлением теплых тихоокеанских вод (рис. 4.26 в). Понижение температуры воды в локальной области с центром в точке  $52^{\circ} 30' \text{ с. ш.}, 152^{\circ} 30' \text{ в. д.}$  связано с нисходящими движениями вод в антициклоническом меандре Камчатского течения. Другая локальная область с пониженной температурой  $0,4-0,5^{\circ}\text{C}$  у м. Лопатка образуется в результате опускания на свале глубин более холодных и осолоненных вод, следующих на юг вдоль побережья п-ова Камчатка. На остальной преобладающей акватории

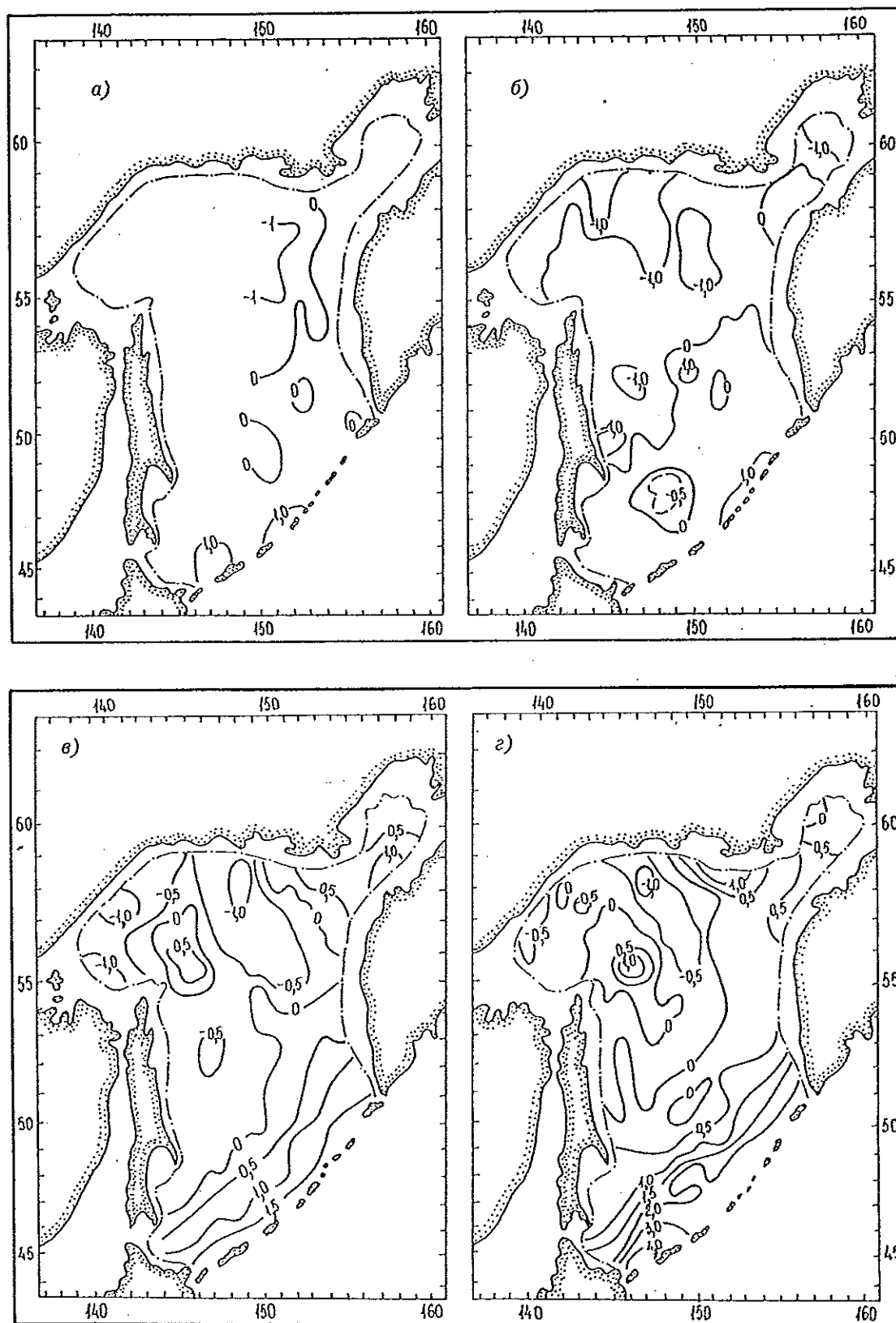


Рис. 4.25. Распределение температуры воды (°C) на горизонте 100 м в январе—марте (а), апреле—июне (б), июле—сентябре (в) и октябре—декабре (г).

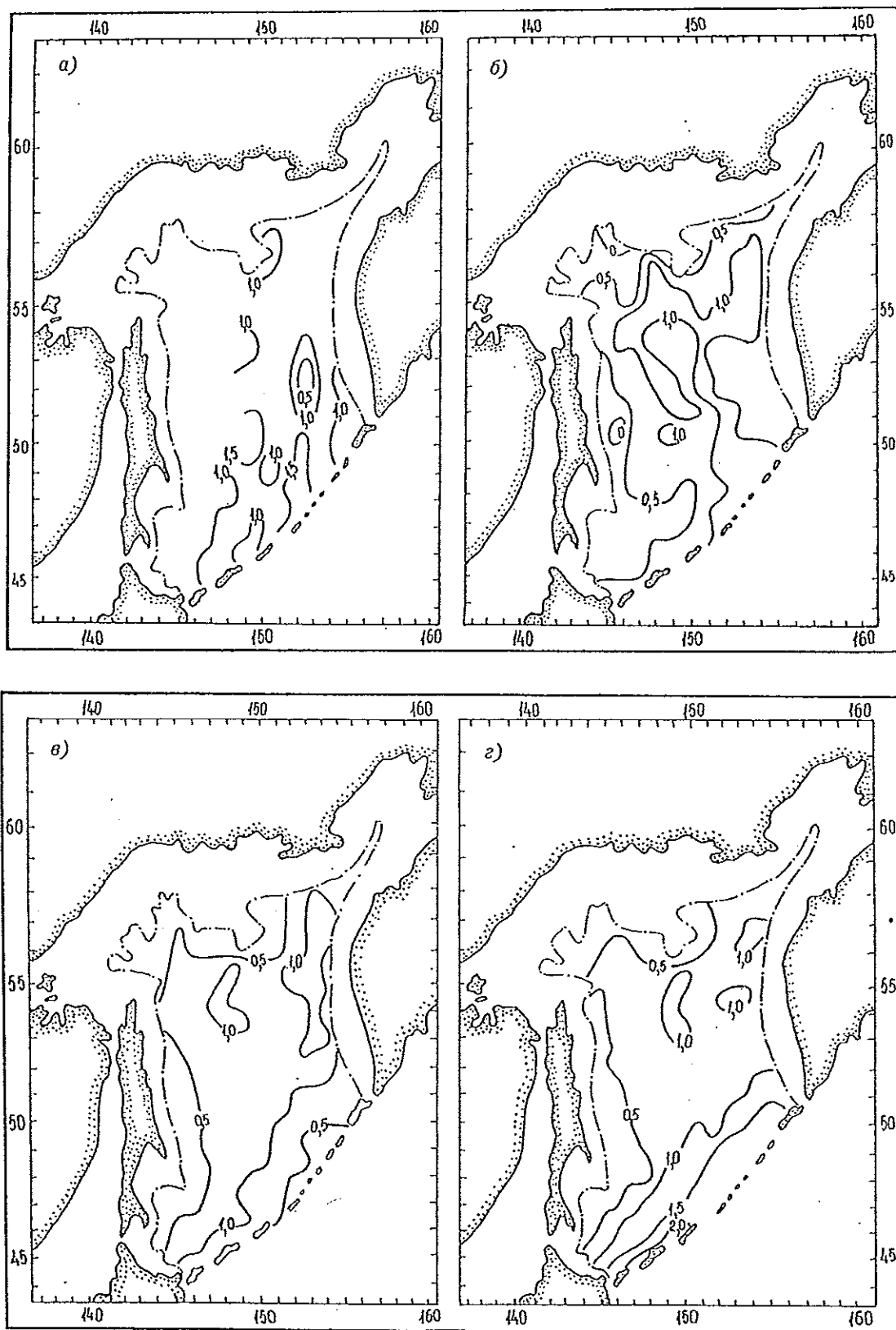


Рис. 4.26. Распределение температуры воды (°C) на горизонте 200 м в январе—марте (а), апреле—июне (б), июле—сентябре (в) и октябре—декабре (г).

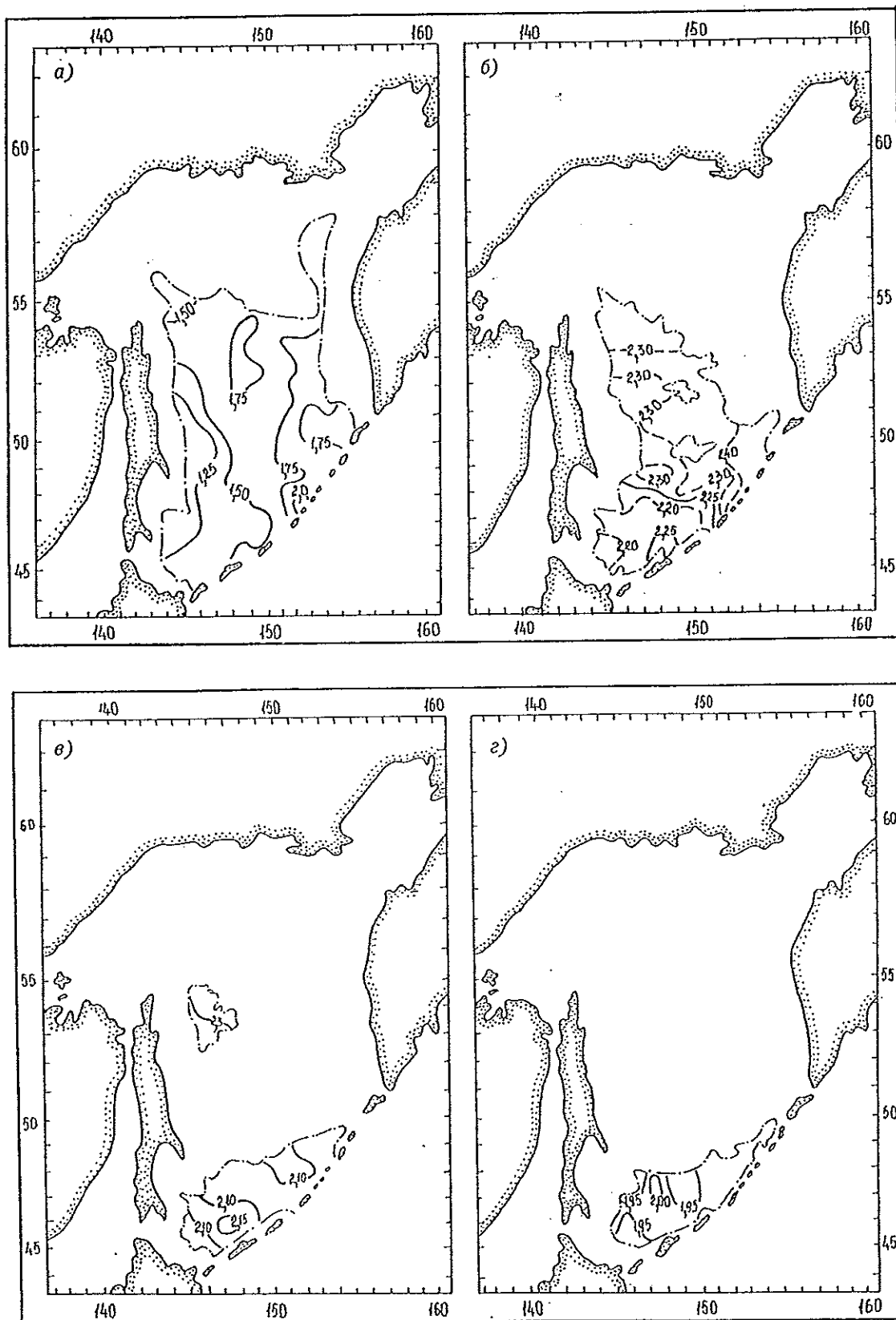


Рис. 4.27. Распределение температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) на горизонтах 500 (а), 1000 (б), 1500 (в) и 2000 м (г).

моря температура не выходит за пределы 0,8—1,2 °С (см. рис. 4.26 а).

В весеннее время (апрель—июнь) на горизонте 200 м повсеместно отмечается пониженная температура (рис. 4.26 б). В этот период тихоокеанские воды, поступающие в море через Курильские проливы, имеют более низкую температуру (1,0—1,3 °С), что является результатом осенне-зимнего охлаждения вод Тихого океана на акваториях, прилегающих к Охотскому морю. В глубоководных желобах северной части моря выделяются небольшие области с температурой -0,5...-1,0 °С. Их образование связано с погружением более плотных шельфовых вод в районах резких перепадов глубин. В центральной части моря поле температуры практически не отличается от зимнего состояния (см. рис. 4.26).

Летом (июль—сентябрь) на горизонте 200 м отмечается небольшое повышение температуры воды (рис. 4.26 в). Особенно это заметно в крайней южной части моря и в районе проливов Курильской гряды, где повышение составляет 0,5—0,7 °С. В центральной и северной частях моря (рис. 4.26 б и в) оно в среднем равно 0,2 °С.

Осенью (октябрь—декабрь) поле температуры на рассматриваемом горизонте в основном не отличается от летнего (рис. 4.26 в и г). Только вблизи Курильской гряды температура возрастает до 2,0—2,2 °С.

Начиная с горизонта 500 м и ниже, можно рассматривать только средние годовые поля, так как существующая информационная база не позволяет определить внутригодовые колебания температуры воды.

На глубине 500 м повсеместно наблюдается более высокая средняя годовая температура воды, значения которой варьируют от 1,1 до 2,1 °С. Это объясняется вертикальным смещением промежуточных вод моря с подстилающими более теплыми тихоокеанскими водами. Максимальные для всей акватории значения (до 2,1 °С) отмечаются вблизи островов средней части Курильской гряды. Наиболее прогрета (до 1,75—1,90 °С) восточная периферия моря, а у берегов о. Сахалин температура не превышает 1,10—1,25 °С (рис. 4.27 а).

Максимум температуры воды на горизонте 1000 м располагается вблизи прол. Крузенштерна (2,44 °С). По мере продвижения и трансформации тихоокеанских вод на акватории моря температура постепенно уменьшается. В вершине каньона к северо-востоку от м. Елизаветы она не превышает 2,28 °С (рис. 4.27 б). Самые низкие значения температуры (до 2,2 °С) отмечаются в южной части моря, что является следствием опускания охлажденных вышележащих вод в системе антициклонической циркуляции над южной частью Глубоководной котловины.

С дальнейшим увеличением глубины температура понижается, как уже отмечалось, глубинный максимум температуры воды в Охотском море не наблюдается ниже горизонта 1200 м. На глубине 1500 м (рис. 4.27 в) температура в южной части моря изменяется от 2,08 до 2,15 °С. Ее возрастание (до 2,25—2,30 °С) в локальном районе восточнее северной оконечности о. Сахалин, вероятно, связано с передачей тепла земной коры придонным водам.

На горизонте 2000 м (рис. 4.27 г) температура воды изменяется от 1,93 до 2,00 °С. Недостаточное количество наблюдений и неравномерное их распределение затрудняют корректное исследование

пространственных особенностей поля температур воды на больших глубинах моря.

## 4.4. Соленость воды

Соленость вод Охотского моря находится под влиянием главным образом влагооборота между водной поверхностью и атмосферой, материкового стока в прибрежных районах, ледообразования и таяния льда, течений и процессов перемешивания различного происхождения. Сложное взаимодействие этих факторов происходит только в поверхностных слоях моря, а на глубинах в основном влияет поле течений различного происхождения с широким спектром временных масштабов.

В настоящей главе рассматриваются особенности пространственно-временной изменчивости солености вод Охотского моря.

### 4.4.1. Вертикальное распределение

Характерные для всего моря кривые вертикального распределения солености представлены на рис. 4.28 и 4.29. Главная особенность вертикального распределения солености — повсеместное и во все периоды года (за исключением времени образования ледяного покрова) возрастание солености с глубиной. В период образования льда наблюдается незначительная инверсия солености, возникающая за счет выделений солей в процессе ледообразования.

Самый верхний динамически наиболее активный слой (деятельный) имеет хорошо развитый сезонный галоклин. Его отличительная черта — резкое возрастание солености с глубиной в теплое время года и незначительная инверсия солености в период образования ледяного покрова. За верхним простирается слой главного галоклина, нижней границей которого является горизонт резкого уменьшения вертикальных градиентов солености. Здесь соленость всегда увеличивается с глубиной, а происходящие процессы более продолжительны и менее изменчивы. В последнем, нижнем слое обменные процессы слабы, а вертикальные градиенты минимальны.

В деятельном слое наибольшая изменчивость солености (как и температуры) наблюдается у поверхности (см. рис. 4.28 и 4.29): в течение года она может составить от 0,8 до 12,5 ‰ (без учета лиманов рек). Однако с глубиной изменчивость резко уменьшается и уже на горизонте 50 м, как правило, не превышает 0,5 ‰, лишь в отдельных районах достигая 1,0—1,5 ‰. Изменчивость мало заметна глубже 100—125 м. На этих горизонтах ежемесячные кривые вертикального распределения солености отличаются не более чем на 0,3—0,5 ‰ и только в отдельных случаях (зоны трансформации вод и границы течений) разница достигает 1 ‰.

За нижнюю границу деятельного слоя, определенную в каждом квадрате по осредненным данным о солености, принят горизонт, где не наблюдается (или не может быть достоверно определена) внутригодовая изменчивость. Как и в случае с температурой, за нижнюю границу деятельного слоя принято начало участка, на котором крайние кривые вертикального распределения солености становятся па-

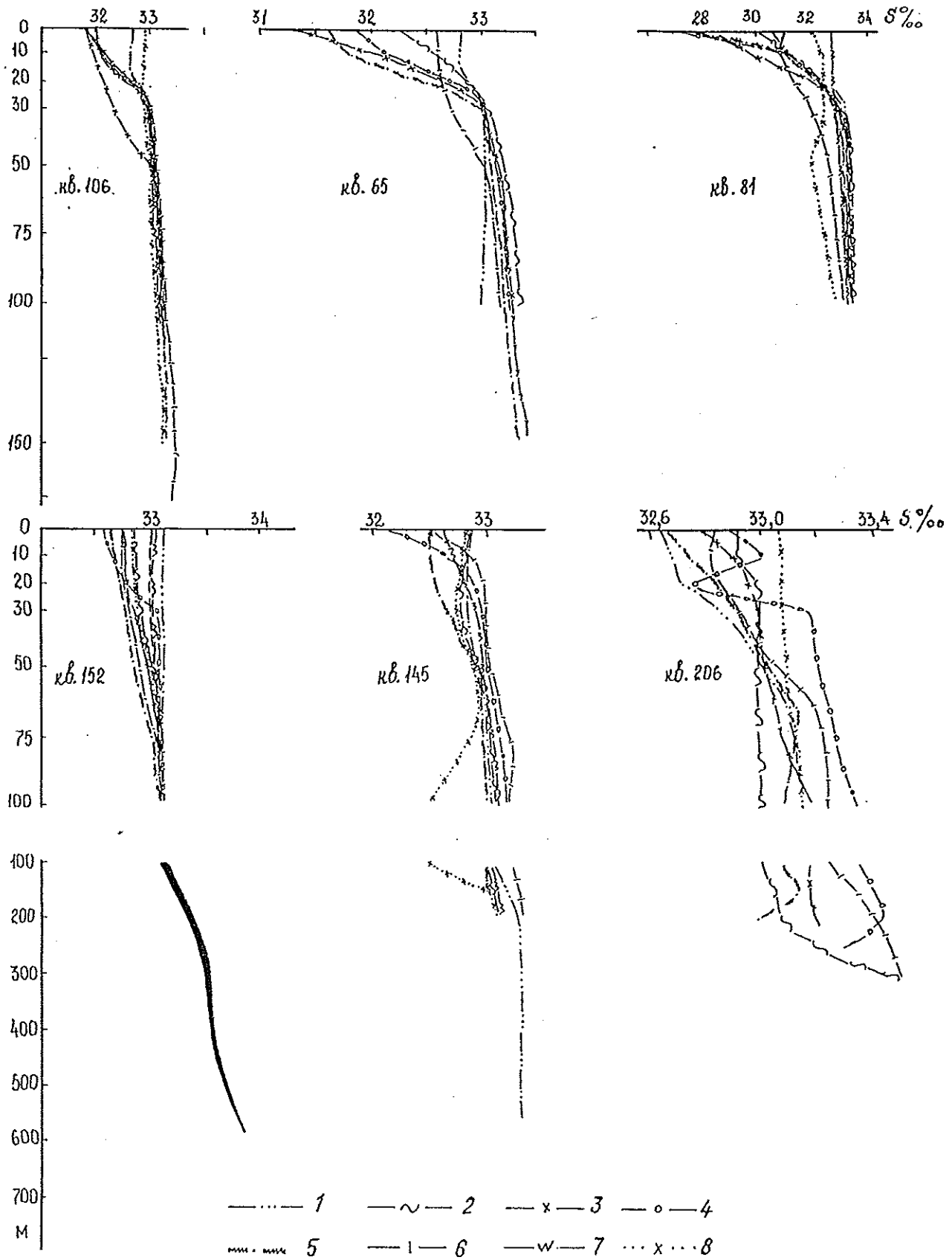


Рис. 4.28. Кривые вертикального распределения солёности воды в северной части Охотского моря с мая по декабрь (соответственно кривые 1-8).

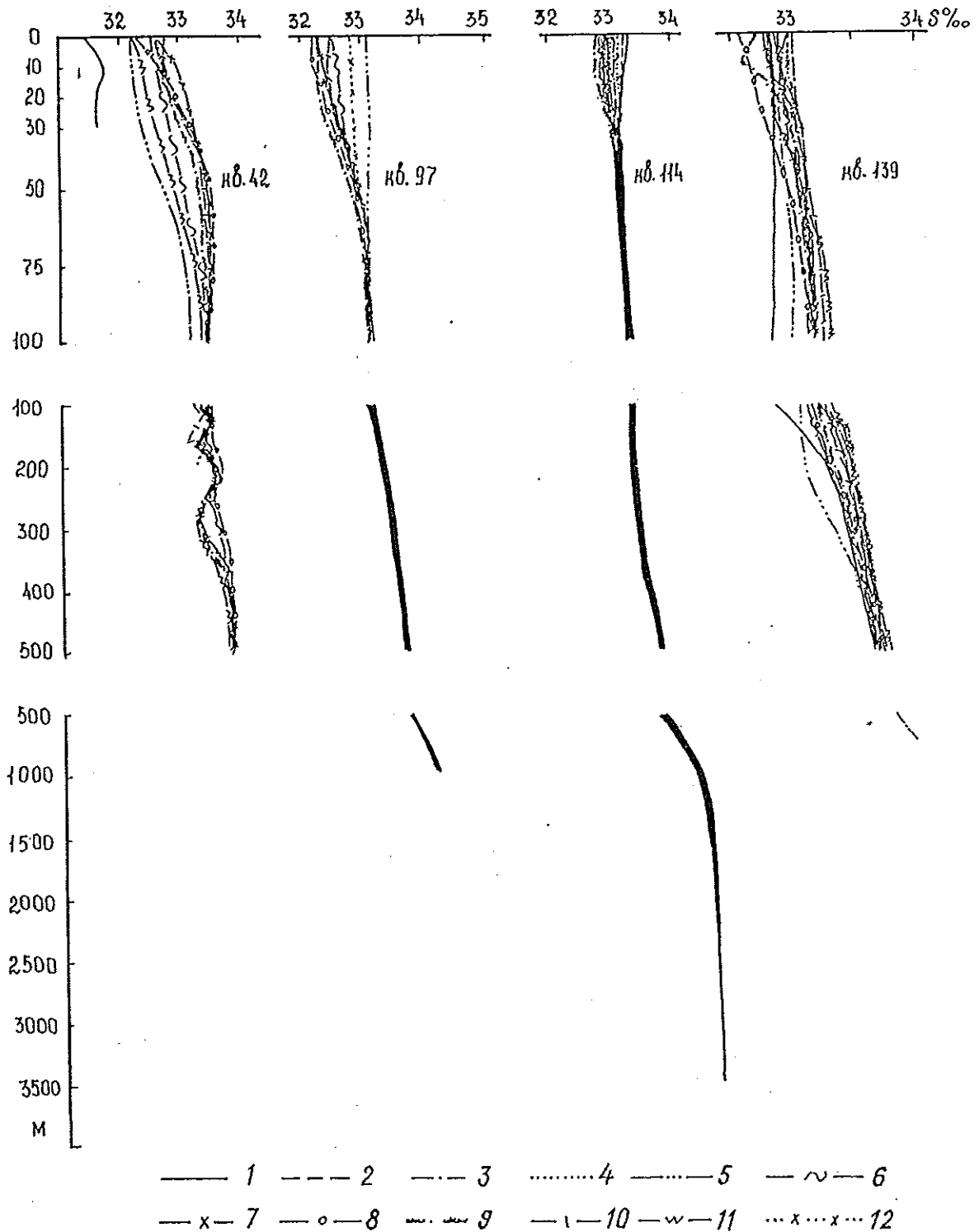


Рис. 4.29. Кривые вертикального распределения солёности воды в южной части Охотского моря с января по декабрь (соответственно кривые 1—12).

параллельными. Топография нижней границы деятельного слоя представлена на рис. 4.30 а.

Внутригодовые колебания солёности глубже горизонта 50 м не отмечаются, и только в динамически активных районах (во фронтальной зоне к югу от полуостровов Кони и Пьятина, вблизи Курильской гряды, в зоне смещения вод течения Соёя и охотоморских вод, а также в антициклонической циркуляции вод над впадиной ТИПРО) они заметны до глубины 150—200 м.

В течение года средние квадратические отклонения солёности  $\delta$  на горизонте 50 м составляют от 0,2 до 0,4 ‰, или  $3\delta = \pm (0,6...1,2) \%$ . Внутригодовая изменчивость средних многолетних значений солёности воды, как отмечалось выше, на горизонтах, где крайние из кривых вертикального распределения солёности воды становятся параллельными, не превышает 0,3—0,8 ‰. Поэтому, начиная с этих горизонтов, невозможно достоверно отделить средние многолетние месячные кривые друг от друга.

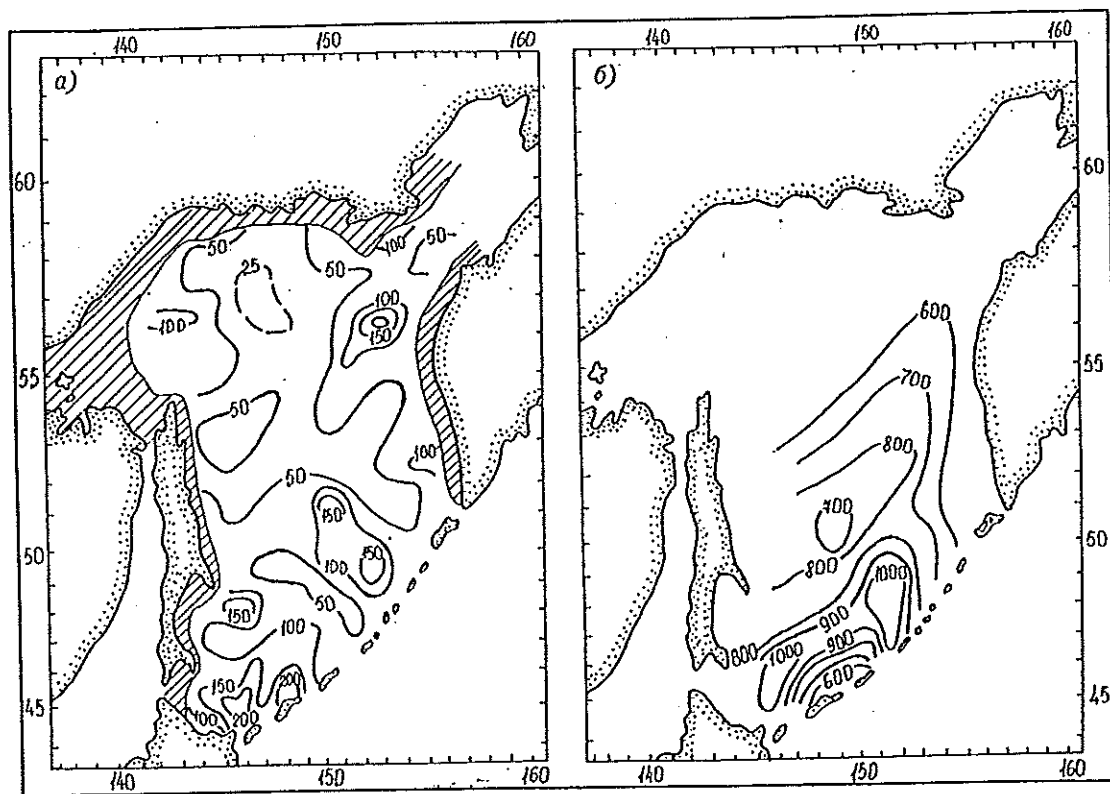


Рис. 4.30. Глубина залегания (м) нижней границы деятельного слоя (а) и нижней границы главного галоклина (б), построенных по особенностям вертикального распределения солёности вод Охотского моря.

Заштрихованы области, где нижняя граница совпадает с дном.

Нижняя граница слоя главного галоклина расположена на горизонтах резкого уменьшения вертикального градиента солёности. Если в самом слое градиенты составляют  $0,0015-0,0030 \text{ ‰} \cdot \text{м}^{-1}$ , то ниже они не превышают  $0,00015-0,00045 \text{ ‰} \cdot \text{м}^{-1}$ . По мере удаления от Курильской островной дуги градиенты солёности в слое главного галоклина постепенно увеличиваются.

Глубина залегания нижней границы главного галоклина, представленная на рис. 4.30 б, максимальна вблизи проливов Буссоль и Крузенштерна, а также над южной частью Глубоководной котловины. На периферии котловины и по мере продвижения тихоокеанских вод на север она постепенно уменьшается. Воды главного галоклина в Охотском море имеют тихоокеанское происхождение. На акватории Тихого океана главный галоклин не распространяется глубже 1000—1500 м. Трансформация тихоокеанских вод в проливах Курильской гряды приводит к перемещению его нижней границы на горизонты 900—1000 м. Затем по мере смешения трансформированных тихоокеанских вод с водами собственно Охотского моря, а также разрушения нижней границы сезонного галоклина (при удалении от Курильской гряды) глубина залегания главного галоклина уменьшается до 600—700 м.

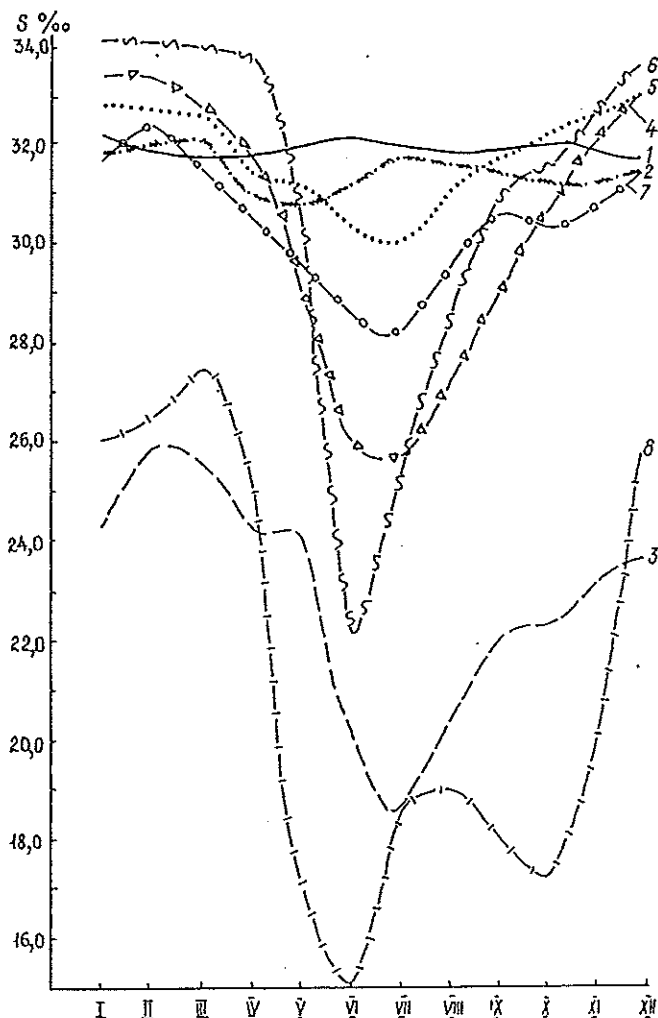
#### 4.4.2. Внутригодовая изменчивость

Изменчивость солёности в течение года связана с колебаниями стока рек, наличием мощного ледяного покрова, вариациями соотношения осадков и испарения и другими факторами. Наиболее значительна изменчивость в прибрежных районах.

На рис. 4.31 представлены кривые годового хода солёности в ряде пунктов прибрежной зоны Охотского моря. Минимальная изменчивость присуща прибрежным пунктам южной части моря (например, станции Мыс Крильон и Мыс Терпения), где она не превышает  $1,0-1,4 \text{ ‰}$ . Остальные кривые в различной степени отражают влияние рек, впадающих в Охотское море, что особенно ярко проявляется на ст. Москальво, находящейся в Сахалинском заливе, где существенно сказывается сток р. Амура.

Максимум солёности на всей периферии моря наблюдается с декабря по март; различия во времени связаны с разными сроками появления и наибольшего развития ледяного покрова. Минимум солёности связан с весенним паводком рек и таянием льда в прибрежной части моря. В зависимости от гидрометеорологических условий отдельных частей побережья он отмечается с апреля по июль. Второй минимум солёности на кривых годового хода связан с осенним паводком рек, возникающим в связи с выходом на южную часть моря тропических циклонов (станции Москальво, Озерная, Ича, Мыс Терпения). Это подтверждается табл. 3.1, согласно которой второй максимум стока некоторых рек Дальнего Востока наблюдается на побережье южной части моря в сентябре—октябре.

В открытых районах моря, где распресняющее влияние речного стока мало заметно, внутригодовая изменчивость солёности существенно уменьшается (рис. 4.32, 4.33). Только в прибрежных районах моря ощущается влияние стока рек. Так, к северу от Сахалинского залива (рис. 4.33, кв. 62) и восточнее о. Сахалин (рис. 4.32, кв. 49) в октябре благодаря осеннему паводку рек на кривых проявляется второй минимум солёности.



В некоторых районах южной части моря на кривых годового хода прослеживается три периода повышения солёности (рис. 4.32, кв. 42; рис. 4.31, ст. Мыс Крильон). Это объясняется сложным воздействием ряда факторов. В тихоокеанских водах, отделяющихся от течения Кюросио и следующих через Японское море в Охотское, максимум солёности (в районе к югу от Японии) наблюдается в феврале—марте, а минимум — в августе. По мере продвижения этих вод через Японское море они подвергаются влиянию весеннего паводка японских рек, летнего осолонения за счет испарения, а также распределения осенью в результате выхода тропических циклонов на юг Дальнего Востока и влияния гидрометеорологических условий северной части Японского и южной части Охотского морей.

Незначительное влияние указанных факторов ощущается и в зоне смешения вод течения Сойя с трансформированными в Курильских проливах тихоокеанскими водами (западная и северо-западная периферия антициклонической циркуляции вод над южной частью Глубоководной котловины). Поэтому на кривой годового хода солёности в кв. 87 (рис. 4.32) в октябре (как и в водах течения Сойя) заметен второй максимум солёности.

По мере увеличения глубин на всей акватории моря уменьшается внутригодовая изменчивость солёности. В динамически активных регионах моря (Курильские проливы — потоки тихоокеанских вод, Шантарский район, вход в зал. Шелихова, при-

Рис. 4.31. Годовой ход солёности воды на береговых станциях Охотского моря.

1 — Мыс Крильон; 2 — Мыс Терпения; 3 — Озерная; 4 — Охотск; 5 — Нагаев; 6 — Пестрая Дресьа; 7 — Ича; 8 — Москальво.

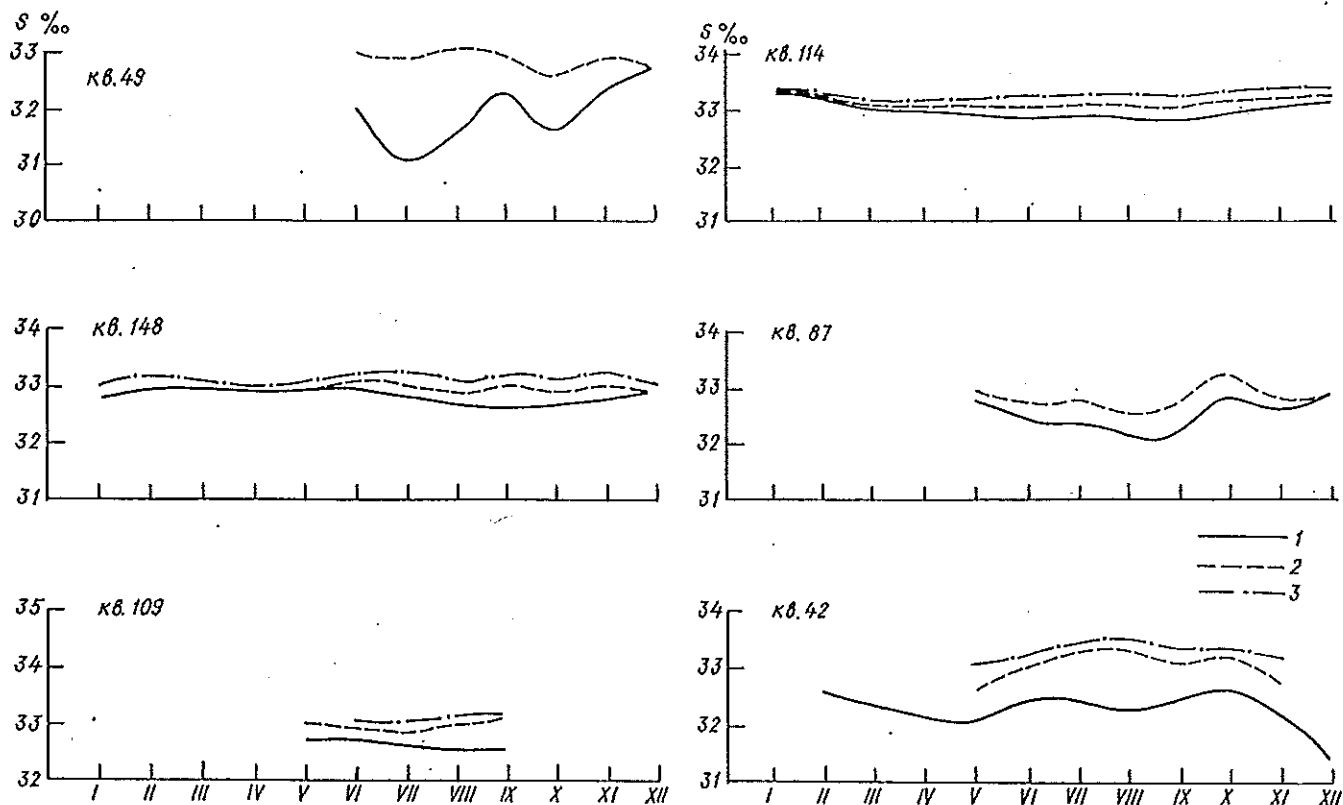


Рис. 4.32. Годовой ход солёности воды в отдельных квадратах южной части Охотского моря.

1 — поверхность моря; 2 — горизонт 60 м; 3 — горизонт 100 м.

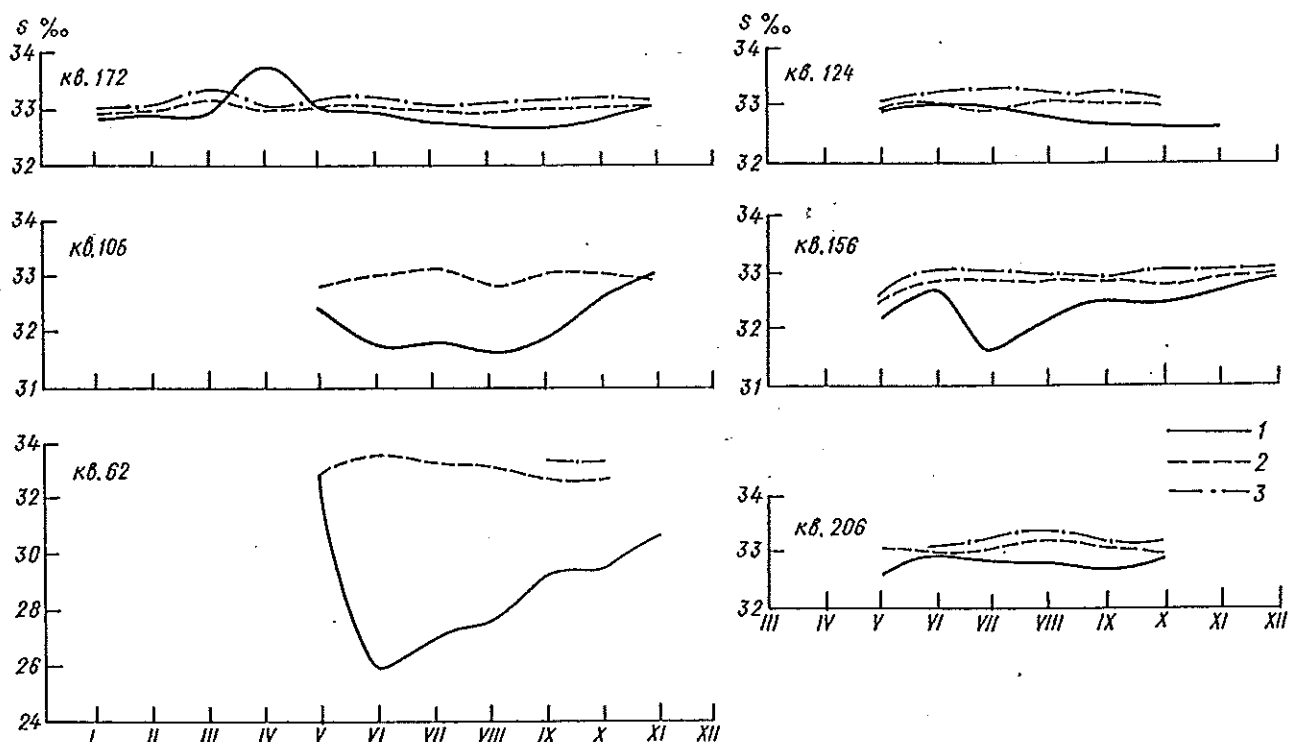


Рис. 4.33. Годовой ход солености воды в отдельных квадратах северной части Охотского моря.

1 — поверхность моря; 2 — горизонт 50 м; 3 — горизонт 100 м.

брежные участки о. Хоккайдо) годовой ход солености на горизонте 50 м идентичен поверхностному (например, квадраты 148, 114, 87 на рис. 4.32). В относительно спокойных районах северной части моря максимум солености на горизонте 50 м может наблюдаться в июне—июле (например, квадраты 62 и 106 на рис. 4.33), так как требуется время на передачу избытка солей в верхних горизонтах, возникшего при ледообразовании.

Рассмотрим географическую дифференциацию наступления пиков солености воды по акватории моря, а также способствующие ей причинно-следственные связи. На большей части моря максимум солености поверхностных вод приходится на период существования ледяного покрова. Объясняется это термической конвекцией, которая приводит к перемешиванию с более солеными водами нижележащих горизонтов и выделением рассола при ледообразовании.

В Курильских проливах, через которые происходит основное поступление более соленых тихоокеанских вод, а также в районах их дальнейшего распространения по акватории моря (Глубоководная котловина и „восточный канал”) максимум солености отмечается с февраля по апрель (рис. 4.34 а).

В водах, омывающих о. Хоккайдо, абсолютный максимум солености на поверхности наблюдается с мая по июль. В зоне смещения вод течения Сойя с трансформированными в Курильских проливах тихоокеанскими водами максимум солености у поверхности приходится на октябрь—ноябрь (рис. 4.34 б).

Пестрая картина на горизонте 50 м объясняется тем, что значительная часть моря недостаточно освещена наблюдениями и в ряде районов на этой глубине мала изменчивость солености (рис. 4.34 б). Вблизи п-ова Камчатка выделяются две области, в которых, как и на поверхности, максимум наступа-

ет с февраля по апрель. Аналогична поверхностной и картина в крайней южной части моря, где в водах течения Сойя и на западной периферии антициклонического круговорота вод над южной частью Глубоководной котловины максимум наступает с мая по июль. В то же время в зоне смещения вод течения Сойя с трансформированными в Курильских проливах тихоокеанскими водами период наступления максимума увеличивается (по сравнению с поверхностью) на один месяц и продолжается с октября по декабрь (рис. 4.34 б).

Время наступления минимальной солености вод в поверхностном слое изменяется на акватории моря в довольно широких пределах (рис. 4.35 а). Вблизи берегов в зависимости от сроков и интенсивности весеннего половодья рек Дальнего Востока и от смещения пресных вод с морскими, минимум отмечается с июня по август. Это же относится к северо-западной части моря, где максимален речной сток. На большей части моря пик максимального распределения приходится на август—сентябрь и сентябрь.

В крайней южной части моря, в водах течения Сойя и на западной периферии Глубоководной котловины, максимум распределения наступает в ноябре—декабре, а в зоне смещения с тихоокеанскими водами, проникающими через Курильские проливы, он смещается на март—май.

На горизонте 50 м (рис. 4.35 б) время наступления минимума полностью зависит от динамических процессов различного происхождения. Так, над южной частью Глубоководной котловины за счет антициклонической циркуляции (приводящей к опусканию вод) и интенсивного вертикального обмена в проливах Курильской гряды минимум наступает в июне—августе. В сентябре он наблюдается в антициклонических круговоротах, располо-

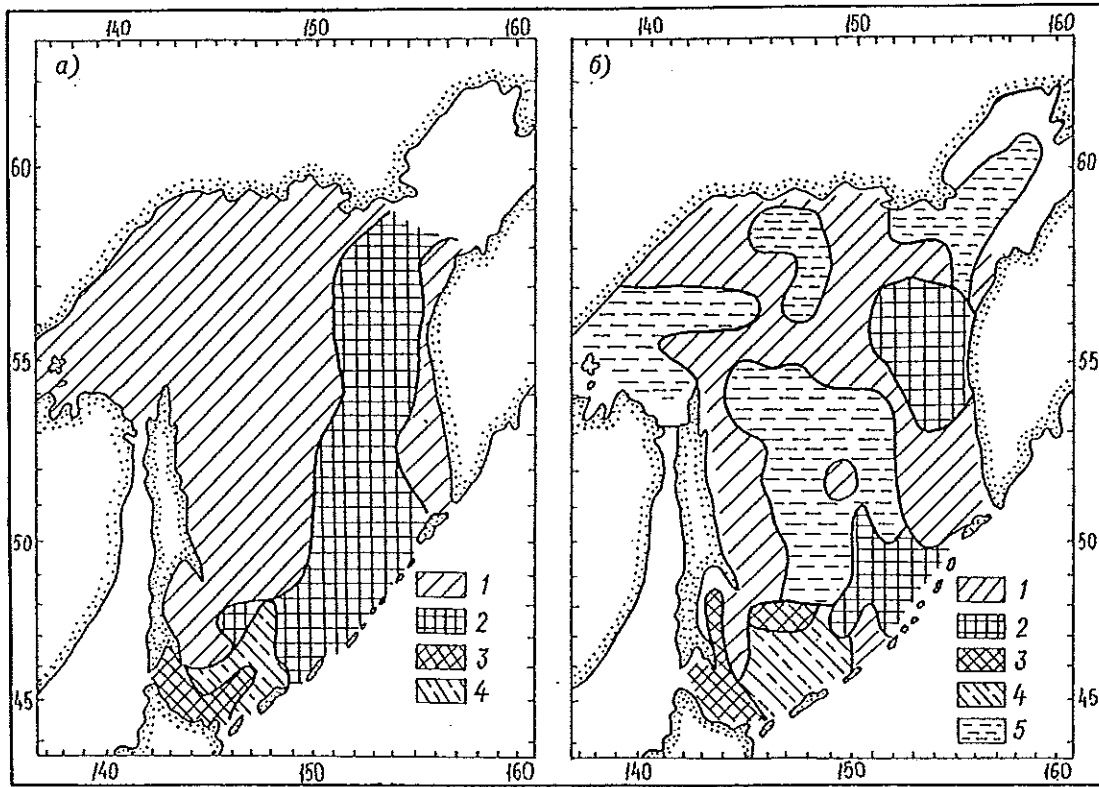


Рис. 4.34. Время наступления максимальной солености вод Охотского моря.

*a* — на поверхности: 1 — когда существует ледяной покров, 2 — февраль—апрель, 3 — май—июль, 4 — октябрь—ноябрь; *б* — на горизонте 50 м: 1 — нет изменчивости, 2 — февраль—апрель, 3 — май—июль, 4 — октябрь—декабрь, 5 — нет данных.

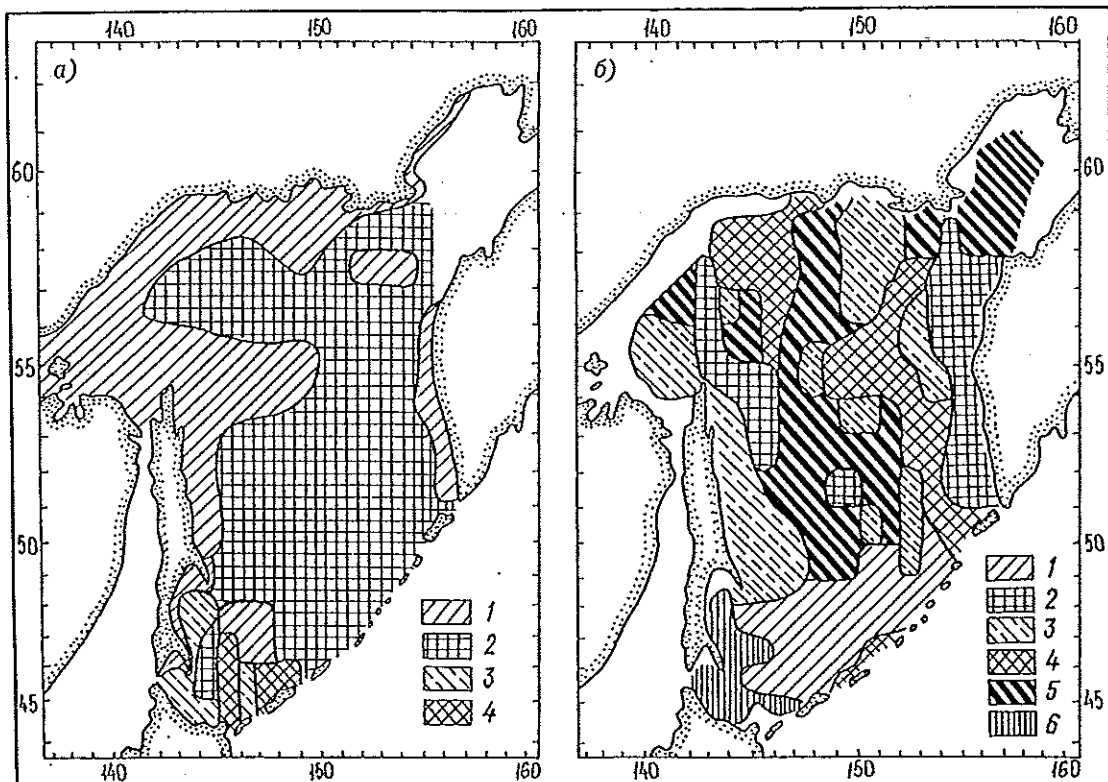


Рис. 4.35. Время наступления минимальной солености вод Охотского моря.

*a* — на поверхности: 1 — июнь—август, 2 — август—сентябрь, 3 — ноябрь—декабрь, 4 — март—май; *б* — на горизонте 50 м: 1 — июнь—август, 2 — сентябрь, 3 — октябрь—ноябрь, 4 — нет изменчивости, 5 — нет данных, 6 — декабрь—январь.

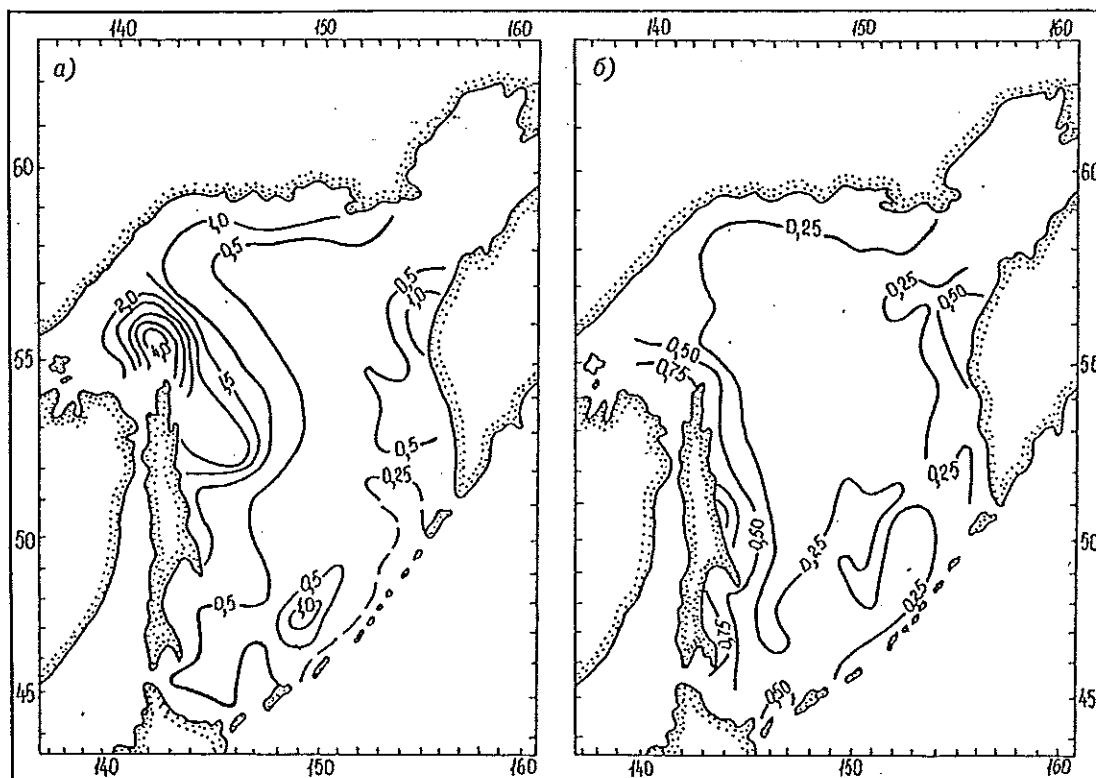


Рис. 4.36. Амплитуды внутригодовой изменчивости солености вод (‰) на поверхности Охотского моря (а) и на горизонте 50 м (б).

женных к северу и востоку от м. Елизаветы, а также на шельфе п-ова Камчатка. В северной и центральной частях моря минимум в октябре—ноябре связан с осенней термической конвекцией; такова же причина появления минимума солености в декабре—январе в крайней южной части моря.

Наиболее показательной величиной, характеризующей внутригодовую изменчивость солености вод, является ее амплитуда — половина разности между значениями максимума и минимума солености в течение года.

На поверхности наибольшие амплитуды приурочены к периферии моря (рис. 4.36 а): в зависимости от объема стока рек они составляют от 0,5—1,0 до 4,0—4,5 ‰. В динамически активных районах амплитуды не превышают 0,16—0,20 ‰.

На горизонте 50 м повышенные значения также приурочены к периферии моря (рис. 4.36 б), а самые высокие (до 0,75—0,95 ‰) отмечены в западной части моря. В проливах Курильской гряды и прилегающей к ним акватории амплитуды такие же, как на поверхности.

#### 4.4.3. Межгодовая изменчивость солености в прибрежных районах моря

Ряды наблюдений за соленостью морской воды на прибрежных ГМС намного короче и более нерегулярны, чем наблюдения за температурой воды. На большинстве станций определение солености либо вообще не производится, либо выполняется в безледный период, как правило летом. Лишь на ГМС Корсаков, Взморье, Охотск и Нагаево наблюдения сравнительно регулярно ведутся с 1974—1975 гг. Естественно, что имеющиеся ряды наблюдений не

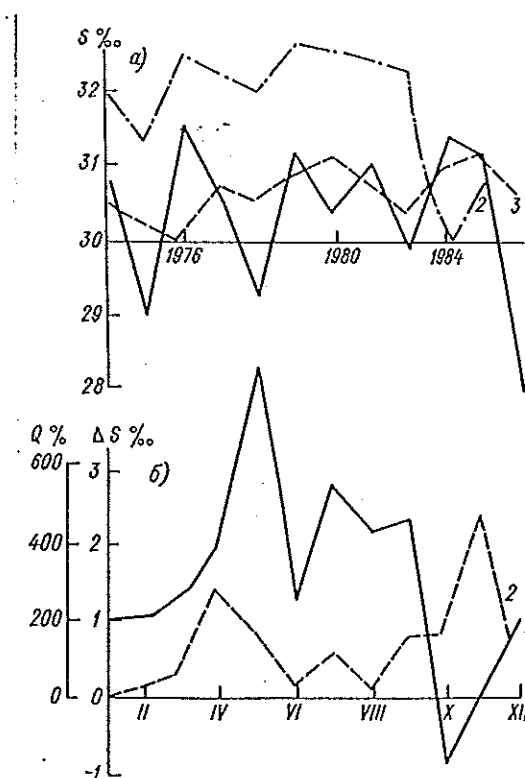


Рис. 4.37. Межгодовые колебания солености вод (а) на станциях Охотск (1), Нагаево (2) и Корсаков (3), а также внутригодовая изменчивость средних месячных аномалий солености вод  $\Delta S$  (1) и количества атмосферных осадков  $Q$  (% нормы) (2) на ст. Охотск в 1987 г. (б).

могут служить основой для получения надежных статистических данных и выявления долгопериодных колебаний. Они позволяют лишь ориентировочно определить их возможные периоды и амплитуды.

Анализ графиков межгодовой изменчивости средних годовых значений солености воды (рис. 4.37 а) позволяет предполагать существование квазидвухлетней и 4—5-летней периодичности. Квазидвухлетняя наиболее заметна в районе ГМС Охотск, в прибрежных водах вблизи ГМС Нагаево и Корсаков она не так отчетлива.

Размах колебаний средней годовой солености может достигать 2—4 ‰. Так, например, в районе ГМС Охотск максимальная средняя годовая соленость, равная 31,5 ‰, наблюдалась в 1976 г., а минимальная (28,0 ‰) — в 1985 г. Между тем колебания средних месячных значений солености за 1987 г. достигают 6—8 ‰.

Совместный анализ средних месячных норм количества атмосферных осадков и аномалий солености воды на ГМС, расположенных на побережье Охотского моря, показал, что в общих чертах уменьшение осадков летом сопровождается увеличением солености, и наоборот, с увеличением осадков уменьшается соленость (рис. 4.37 б). В зимний период такой зависимости, как правило, не наблюдается. В это время она гораздо сложнее.

#### 4.4.4. Пространственно-временное распределение

В течение всего года значения солености, ее пространственные градиенты в различных частях моря и размеры аномалий разного знака претерпевают изменения.

Тихоокеанские воды и воды Японского моря, проникающие через проливы Курильской гряды и прол. Лаперуза, играющие основополагающую роль в гидрологическом режиме Охотского моря, отличаются максимальной (для всего моря) соленостью поверхностных вод. В 1973 г. Т. И. Супранович обнаружила в проливах Курильской гряды и прилегающей акватории курильскую разновидность субарктической структуры вод с еще более высокими (по сравнению с прилегающими водами Охотского моря и Тихого океана) значениями солености в поверхностном слое. Этот факт автор связывает с мощным вертикальным приливным перемешиванием поверхностных и глубинных слоев.

Зона повышенной солености занимает узкую прибрежную часть моря от прол. Лаперуза до Первого Курильского пролива. По мере распространения и трансформации тихоокеанских вод соленость уменьшается.

Вблизи берегов, как отмечалось ранее, соленость ниже, что является следствием распресняющего воздействия материкового стока. Размеры распреснения в западной части моря больше по сравнению с восточной.

В динамически активных районах интенсивное приливное перемешивание приводит к повышенной солености на поверхности.

Рассмотрим распределение солености по месяцам. В январе (рис. 4.38) соленость вод на свободной от ледяного покрова поверхности моря имеет значения в узких пределах — от 32,75 до 33,23 ‰. Максимум приурочен к проливам средней части Курильской гряды. По мере распространения переме-

шанных тихоокеанских вод над южной частью Глубоководной котловины и в северном направлении соленость поверхностных вод уменьшается до 32,8—32,9 ‰ (см. рис. 4.38). Минимальные значения наблюдаются на востоке и западе свободной от льда акватории.

В феврале (см. рис. 4.38) благодаря возрастающему осолонению собственно охотоморских вод за счет ледообразования зона повышенных значений (если следовать изолинии 33 ‰) имеет более значительную пространственную протяженность. В крайней южной части моря вследствие того, что в районе со сложной динамикой наблюдения выполнены в различные по гидрометеорологическим условиям годы, распределение солености на поверхности более сложное, а значения варьируют от 32,58 до 33,00 ‰ (см. рис. 4.38).

На свободной от ледяного покрова акватории в марте (см. рис. 4.38) отмечается наибольшая соленость в году. В проливах Курильской гряды она колеблется около 33,00—33,15 ‰. Область минимальных значений располагается не у самих берегов п-ова Камчатка, а в некотором отдалении от них. Это происходит потому, что антициклоническая циркуляция вод на шельфе полуострова приводит к вторжению более соленых трансформированных тихоокеанских вод к его берегам. Возрастанию солености вблизи берегов также способствует ледообразование и в ряде мест дивергенция потоков морских вод. Несколько распресненная область с соленостью менее 32,8 ‰ локализуется в некотором удалении от береговой черты (см. рис. 4.38).

Начинающийся процесс разрушения ледяного покрова в апреле приводит к уменьшению солености в поверхностном слое. В непосредственной близости от берегов южной оконечности п-ова Камчатка она снижается до 32,5 ‰ (см. рис. 4.38), удаляется от его берегов область с наиболее высокой соленостью (более 33 ‰). У южной оконечности о. Сахалин соленость понижается до 32 ‰. Наиболее высокие значения отмечаются в проливах Курильской гряды: 33,20—33,27 ‰ (см. рис. 4.38).

В мае наблюдениями охвачена почти вся акватория моря, за исключением вершины зал. Шелихова и крайней северо-западной части моря с Шантарскими островами. Соленость на поверхности (см. рис. 4.38) преобладающей части акватории превышает 32,5 ‰, что является следствием двух факторов. Первый — это ветро-волновое перемешивание вод тонкого распресненного приповерхностного слоя с более солеными нижележащими водами подвергшимися воздействию термически-соленостной конвекции в осенне-зимний период. Второй фактор состоит в том, что на значительной части акватории наблюдения произведены после суровых (в ледовом отношении) зим.

На периферии моря вследствие разрушения ледяного покрова и увеличивающегося стока рек возникает прибрежная зона распреснения с соленостью 30,5—32,0 ‰ (см. рис. 4.38). Только вблизи берегов о. Хоккайдо в водах течения Сойя соленость достигает 33,0—33,5 ‰.

В июне значительная часть моря еще занята водами смешения поверхностных распресненных и более осолоненных подповерхностных вод. Границы этой области можно условно очертить изолинией 32,5 ‰ (см. рис. 4.38). Проникающие через Курильские проливы тихоокеанские воды (как и

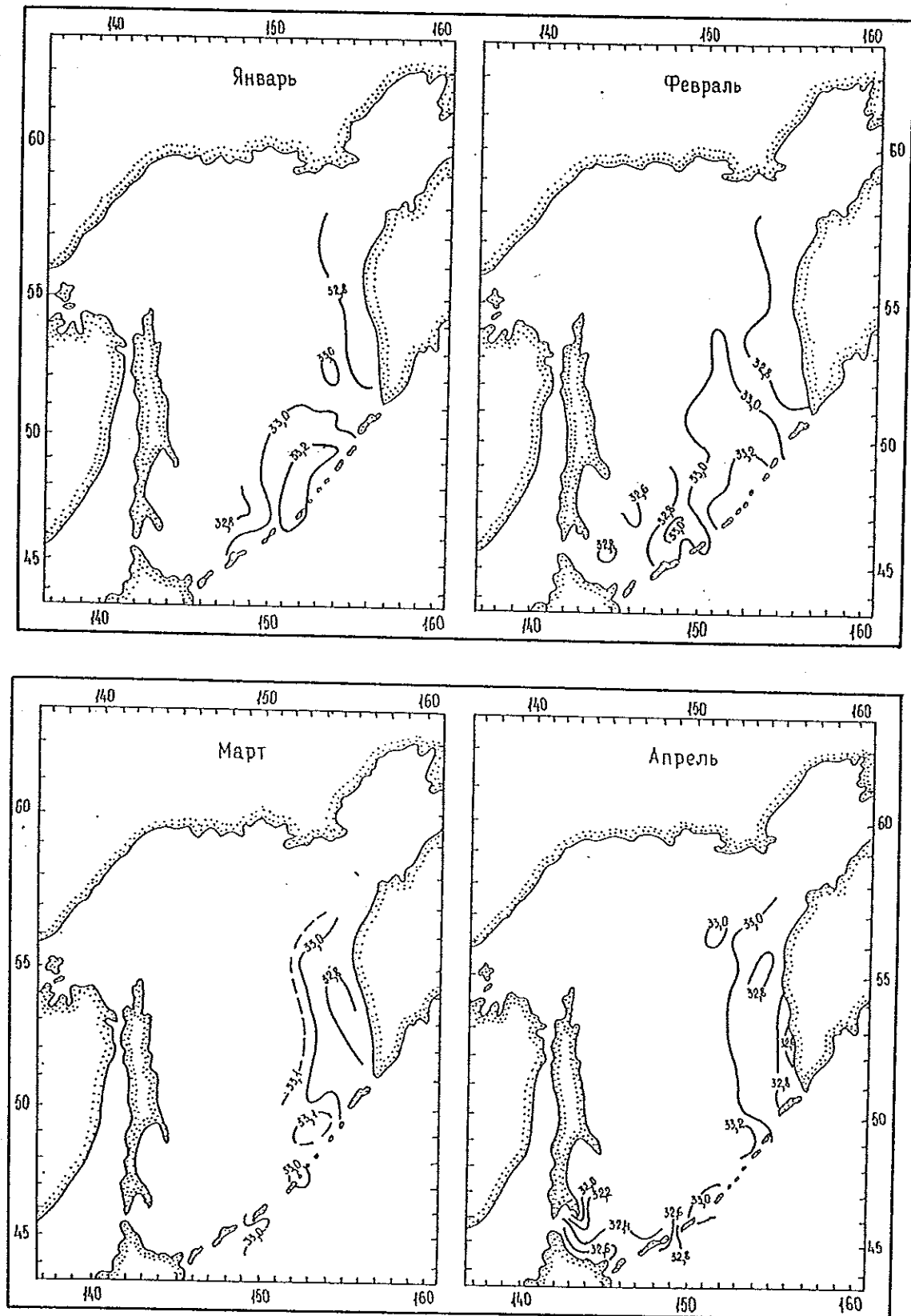


Рис. 4.38. Распределение солености (‰) поверхностных вод Охотского моря.

мае) имеют по сравнению с зимним периодом пониженные значения солености (до 33,00—33,05 ‰). Более отчетливо выражена зона прибрежного распреснения, а самые значительные размеры она имеет в северной и западной частях моря, где соленость у берегов снижается до 26—28 ‰, что особенно заметно в Тауйской губе и в Сахалинском заливе. Изменение направления Восточно-Сахалинского течения на восточное и затем на северо-восточное (на свале глубин к востоку от м. Терпения) приводит к вытягиванию зоны распреснения в восточном направлении.

Как следует из рис. 4.38, в июле и августе происходит дальнейшее распреснение поверхностных вод Охотского моря. Пространственные размеры зоны распреснения, если следовать изолинии 32,5 ‰, увеличиваются, а у северной оконечности о. Сахалин, в Тауйской губе и вблизи Охотска в августе соленость понижается до 24—25 ‰. За счет осадков и речного стока уменьшается соленость на поверхности прилегающих вод Тихого океана, поэтому в Курильских проливах в августе она составляет менее 33 ‰ (см. рис. 4.38).

Максимальное распреснение поверхностных вод наблюдается в сентябре (см. рис. 4.38). В августе—сентябре траектории значительного числа тропических циклонов проходят через южную часть Дальнего Востока. Поэтому на исследуемую акваторию и прилегающую часть суши выпадают продолжительные и обильные осадки.

В октябре возрастают скорости ветра (по сравнению с летним периодом — в 2 раза), понижается температура воздуха (в северной части моря до 0—2 °С, в южной до 8—12 °С). В результате поверхностные воды охлаждаются и начинается термическая конвекция. Как следует из рис. 4.38, прибрежная зона распреснения сокращается, что особенно заметно вблизи берегов северной части моря. Возрастает также (до 33,00—33,25 ‰) соленость трансформированных тихоокеанских вод в южной и средней части Курильской гряды (см. рис. 4.38).

В ноябре и декабре термическая, а в прибрежных районах северной половины моря и соленостная конвекция приводит к дальнейшему увеличению солености поверхностных вод моря (см. рис. 4.38). Поле солености перестраивается к зимнему состоянию. Если сравнить распределение солености в декабре и январе на свободной от ледяного покрова акватории моря, то можно убедиться, что различия не превышают 0,05—0,10 ‰ (см. рис. 4.38).

На горизонте 50 м в январе и феврале распределение солености идентично поверхностному (рис. 4.38 и 4.39). Однако к западу от п-ова Камчатка и вблизи Курильских островов отмечаются значения выше на 0,05—0,10 ‰. Это свидетельствует о том, что конвекция не достигает в этот период года горизонта 50 м.

В марте и апреле область повышенной солености на горизонте 50 м смещается к берегам п-ова Камчатка (см. рис. 4.39). Интенсивный вертикальный обмен на входе в зал. Шелихова, а также дивергенция потоков неперiodического происхождения создают здесь область с максимальной соленостью 33,10—33,25 ‰. Эти осолоненные воды в непосредственной близости от южных берегов п-ова Камчатка оттесняют прибрежные менее соленые воды в мористые участки шельфа (см. рис. 4.39).

В мае на большей части моря соленость на глубине 50 м изменяется в довольно узких пределах (от 32,85 до 33,05 ‰). Пониженные значения над южной частью Глубоководной котловины (32,7—32,8 ‰) — следствие антициклонического движения вод, способствующего опусканию поверхностных опресненных вод. Минимум солености вблизи полуостровов Кони и Пьягина образуется в результате интенсивного вертикального обмена на входе в зал. Шелихова. В северо-западной части моря наблюдается самая высокая соленость, что связано с наиболее продолжительным периодом существования ледяного покрова (см. рис. 4.39).

В июне распределение солености становится еще более однородным (см. рис. 4.39). Однако аномалии солености вод вблизи полуостровов Кони и Пьягина, в северо-западной части моря и над южной частью Глубоководной котловины сохраняются.

В июле и августе на глубине 50 м отмечается повышение солености в северо-западной части моря на 0,05—0,10 ‰ и в зал. Шелихова на 0,2—0,4 ‰ (см. рис. 4.39). По-видимому, это объясняется использованием наблюдений, выполненных после суровых зим. В июле уменьшается аномалия пониженной солености над южной частью Глубоководной котловины, а ее абсолютный минимум смещается к северу и располагается вблизи м. Терпения. Здесь происходит конвергенция двух потоков (Восточно-Сахалинского течения и северной периферии антициклонического движения вод над южной частью Глубоководной котловины), что приводит к увеличению области пониженной солености (см. рис. 4.39). В августе данная область увеличивается, а ее конфигурация отражает направление переноса смешивающихся вод. В июле вблизи берегов о. Хоккайдо в водах течения Сойя соленость превышает 33,4 ‰ (см. рис. 4.39). На значительной части моря соленость в июле и августе изменяется от 32,85 до 33,05 ‰.

В сентябре на рассматриваемом горизонте повсеместно отмечается сокращение областей с повышенной соленостью. На периферии моря выделяется зона распреснения с соленостью менее 32,5 ‰ (см. рис. 4.39). Ее происхождение, вероятно, связано с вертикальным обменом, влиянием гидрометеорологических факторов, а также с боковым и вертикальным обменом в системе прибрежных течений.

Начинающееся охлаждение поверхностных вод в октябре усиливает вертикальный обмен, и соленость на горизонте 50 м, как правило, уменьшается. Это особенно заметно в центральной и северо-западной частях моря (см. рис. 4.39). Повышенные значения в крайней южной части связаны с влиянием течения Сойя, имеющего наиболее высокую (для всей акватории моря) соленость вод.

В ноябре и декабре (см. рис. 4.39) на горизонте 50 м поле солености перестраивается к зимнему состоянию. В ноябре прибрежная зона распресненных вод (с соленостью менее 32,8 ‰) еще хорошо выражена и простирается от берегов на 60—120 миль, в декабре же она прослеживается только в узкой прибрежной части у о. Сахалин. В эти месяцы, особенно в декабре, благодаря термической конвекции пространственные градиенты на большей части моря уменьшаются. Максимум солености в декабре наблюдается в сравнительно мелководных проливах средней части Курильской гряды (до 33,2—33,3 ‰), так как здесь особенно интенсивны приливные течения.

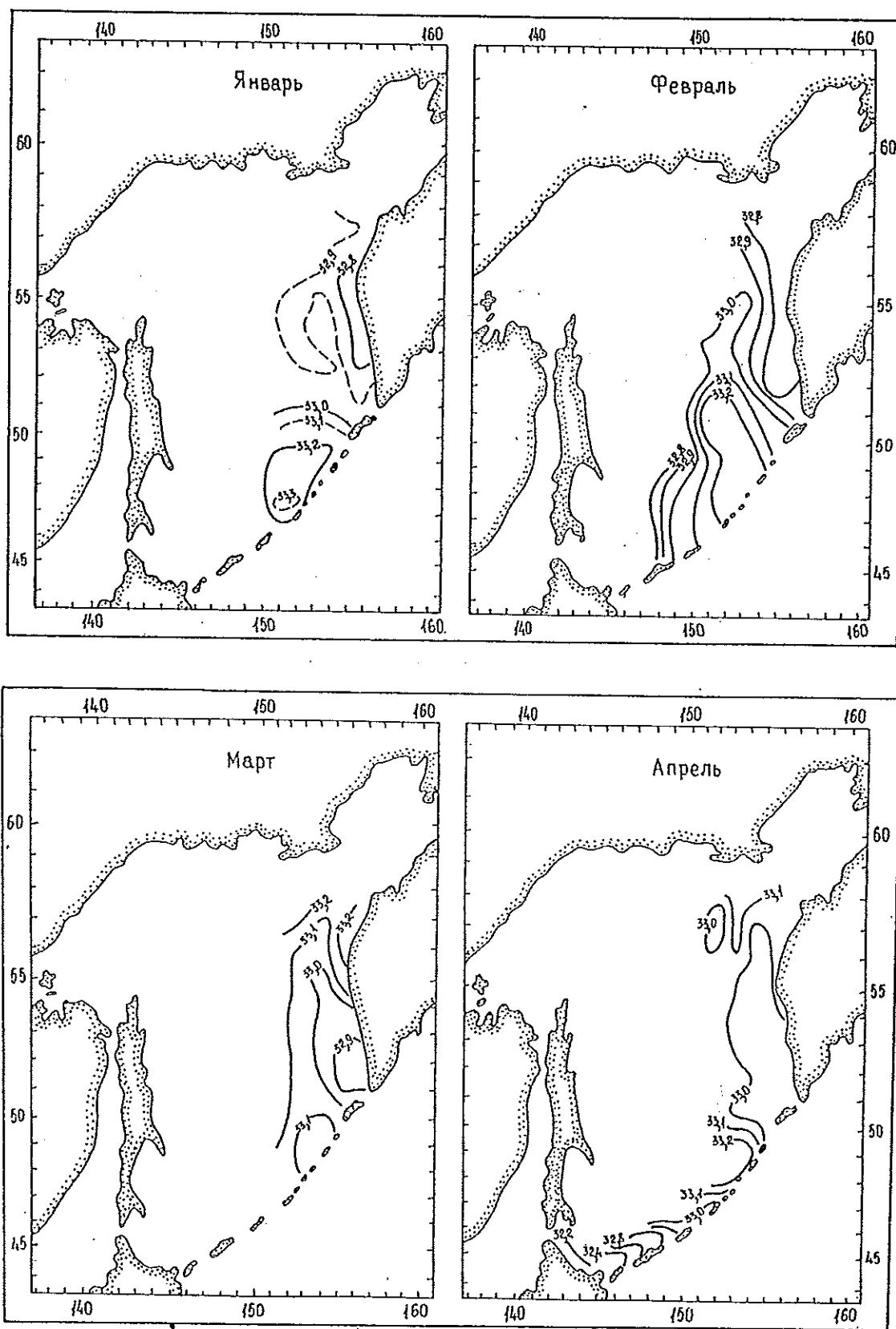


Рис. 4.39. Распределение солености (‰) на горизонте 50 м.

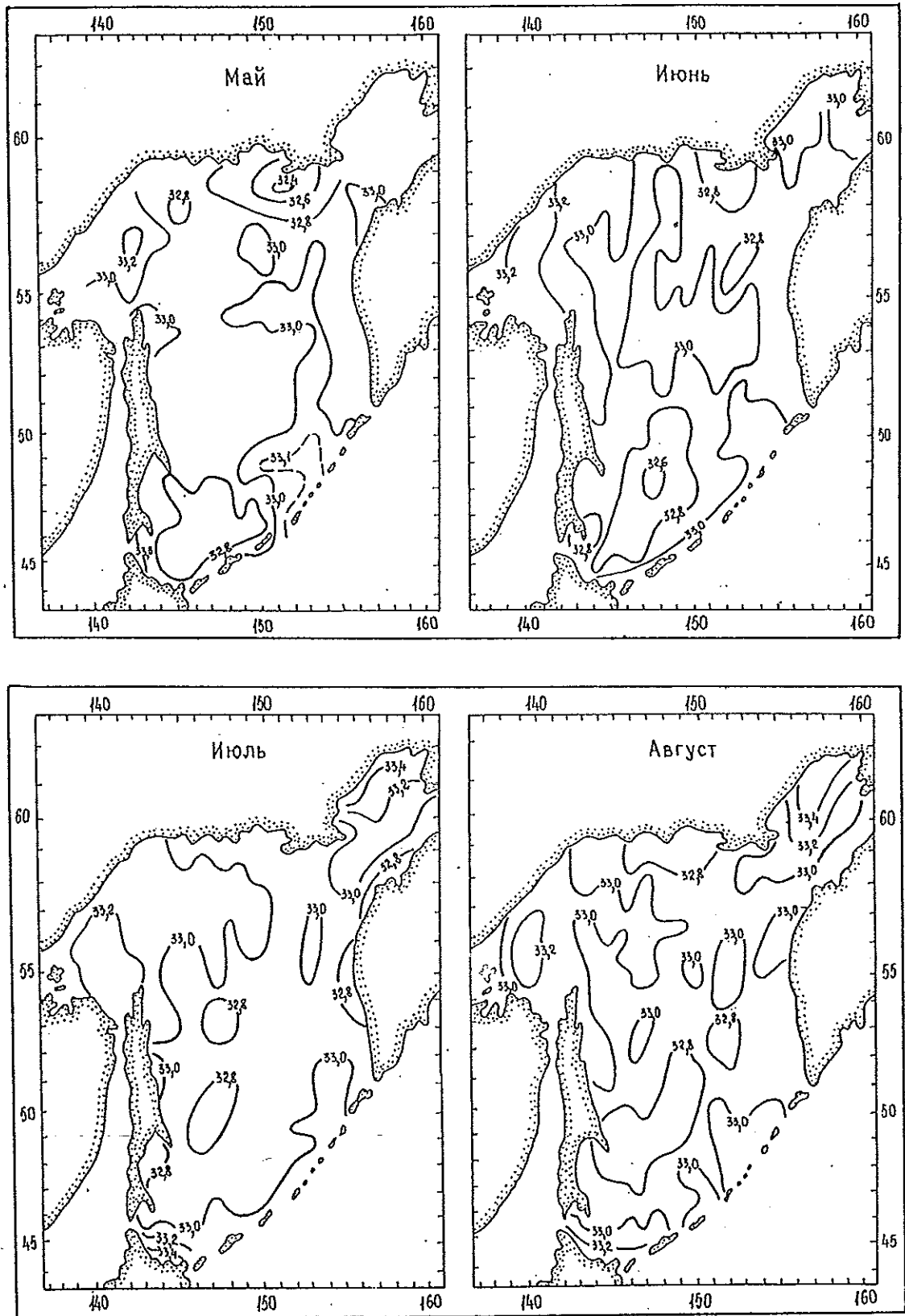


Рис. 4.39 (продолжение).

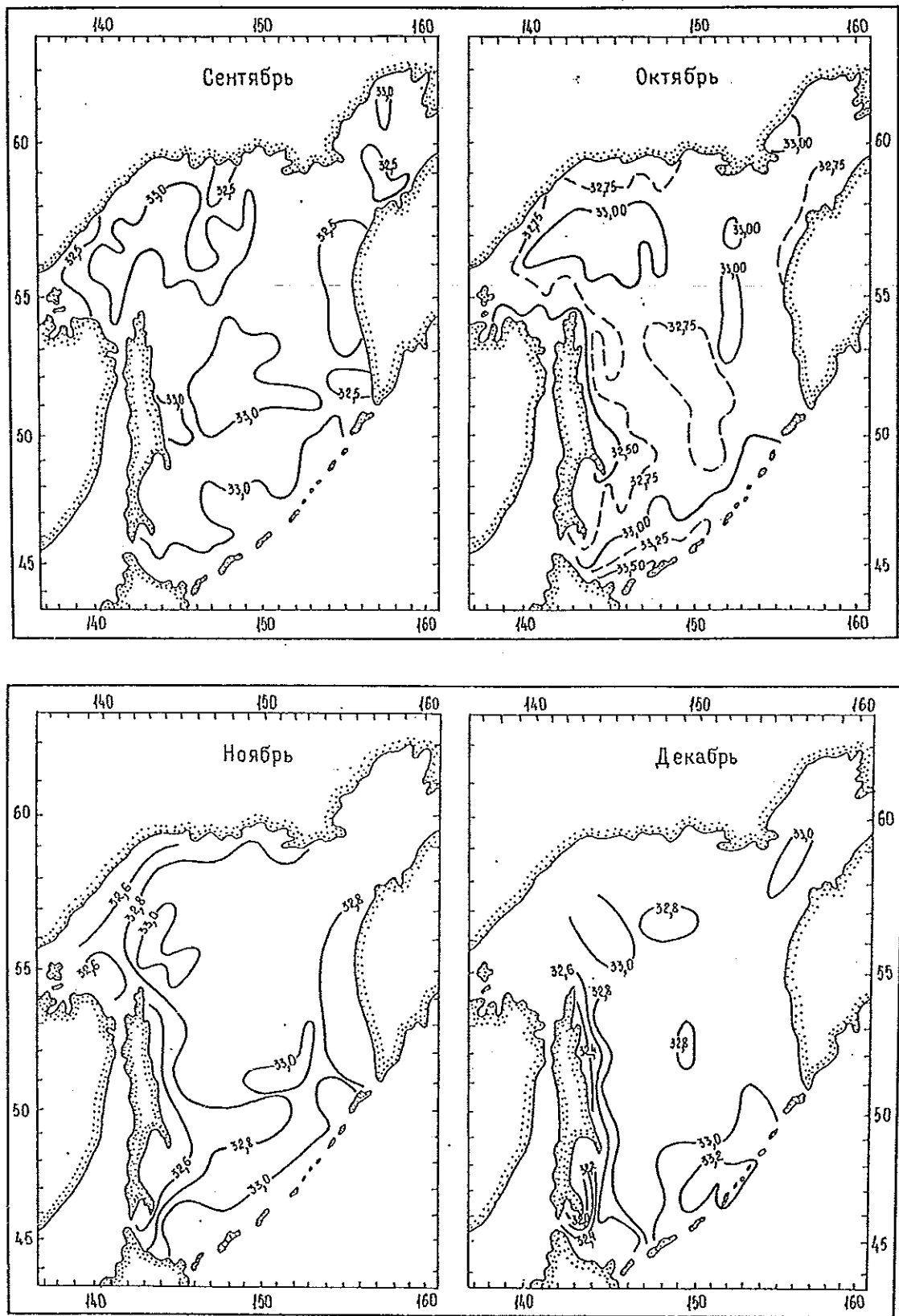


Рис. 4.39 (продолжение).

Главная особенность поля солености на горизонте 100 м — его сравнительная стабильность на протяжении всего года. В центральной части моря (на расстоянии 100—200 миль от берегов) колебания солености не превышают 0,25—0,30 ‰, по мере приближения к берегам они достигают 0,4—0,7 ‰. В районе Курильской гряды изменчивость не превышает 0,20—0,25 ‰.

Зимой (январь—март) область максимальной солености на горизонте 100 м находится в мелководных проливах средней части Курильской гряды и на прилегающей к ним акватории (рис. 4.40 а). По мере распространения трансформированных тихоокеанских вод на северо-запад и затем на север формируются зоны с соленостью до 33,15—33,28 ‰. Область минимальных значений располагается вблизи южной оконечности о. Сахалин, что связано с опусканием до данного горизонта поверхностных распресненных вод в процессе осенне-зимней конвекции. На преобладающей части моря и по мере приближения к кромке льда, как следует из рис. 4.40 а, соленость колеблется от 32,90 до 33,10 ‰.

В весеннее время (апрель—июнь) на горизонте 100 м выделяются несколько районов с повышенной соленостью. В южной и юго-восточной частях моря они являются следствием адвекции тихоокеанских вод, соленость здесь достигает 33,20—33,45 ‰ (рис. 4.40 б). Очень суровая в ледовом отношении зимняя обстановка и связанная с этим термическая и соленостная конвекция вод приводят к повышенной в рассматриваемый период солености на шельфе о. Сахалин (до 33,25—33,35 ‰), в северо-западной части моря (до 33,35—33,40 ‰), а также в зал. Шелихова (до 33,25—33,43 ‰) (рис. 4.40 б). Антициклоническое движение вод над южной частью Глубоководной котловины способствует опусканию поверхностных вод на нижележащие горизонты. Поэтому в данном регионе отмечается зона аномально низких (менее 33,00 ‰) значений солености вод.

Летом (июль—сентябрь) на горизонте 100 м соленость на большей части акватории моря почти такая же, как весной (разница не превышает 0,10 ‰). Однако в северо-западной части моря (к западу от меридиана 142° в.) она ниже на 0,10—0,17 ‰. Это, вероятно, связано с постоянным (хотя и слабым) вертикальным обменом, а также с адвекцией вод меньшей солености из северной части моря. Аномалия повышенной солености (до 33,45 ‰) в зал. Шелихова сохраняется. В то же время область пониженной солености над южной частью Глубоководной котловины постепенно размывается, и если весной она была менее 33,00 ‰, то летом достигла 33,07—33,16 ‰ (рис. 4.40 б и в).

Осенью (октябрь—декабрь) на горизонте 100 м за счет начавшейся термической конвекции происходит понижение солености на периферии моря (рис. 4.40 г). Однако в его центральной части (на расстоянии 100—200 миль от берегов) по сравнению с летним периодом наблюдаются незначительные изменения разного знака, не превышающие 0,05—0,10 ‰ (рис. 4.40 в и г). Осенняя конвекция также проявляется в крайней южной части моря. У берегов островов Хоккайдо, Кунашир и Итуруп соленость возрастает до 33,4—33,5 ‰, что является результатом смешения вод течения Соя с нижележащими охотоморскими водами.

На горизонте 200 м пространственная изменчивость солености во все периоды года не превышает 0,20—0,25 ‰ (рис. 4.41). Временная изменчивость для восточной и северной частей моря составляет 0,10—0,15 ‰, а на остальной акватории моря она не превышает 0,05—0,10 ‰. На рассматриваемом горизонте максимальные значения солености отмечаются в местах вторжения и дальнейшего распространения тихоокеанских вод. Пониженные значения наблюдаются вблизи берегов п-ова Камчатка и о. Сахалин. Кроме того, весной и летом выделяются зоны пониженной солености вод над южной частью Глубоководной котловины и восточнее м. Терпения, которые являются результатом конвергенции вол.

На горизонте 500 м соленость вод Охотского моря изменяется от 33,58 до 33,85 ‰ (рис. 4.42 а). Согласно В. Н. Степанову [49], в Тихом океане на глубине около 600 м существует промежуточный минимум солености воды, не превышающий 33,50 ‰. По-видимому, аналогичный минимум (менее 33,70 ‰) (см. рис. 4.42 а) в южной и восточной частях моря (включая впадину ТИПРО) является следствием адвекции тихоокеанских менее соленых вод. В центральной части моря появляются зоны с соленостью до 33,80—33,85 ‰ за счет подъема глубинных вод в системе циклонической циркуляции. Некоторое повышение солености в крайней южной части моря связано также с подъемом глубинных вод на периферийных участках антициклонического круговорота вод над южной частью Глубоководной котловины.

На горизонте 1000 м соленость изменяется от 34,18 до 34,42 ‰ (рис. 4.42 б). Крупномасштабные особенности поля солености, а также причинно-следственные связи не отличаются от таковых на горизонте 500 м. Адвекция тихоокеанских вод и существующая система течений приводят к тому, что в южной части моря соленость составляет около 34,30 ‰, а в северной — возрастает до 34,35—34,40 ‰ (см. рис. 4.42 б).

На горизонте 1500 м соленость изменяется от 34,37 до 34,54 ‰ (рис. 4.42 в). Максимум, в отличие от горизонтов 500 и 1000 м, находится в поступающих в море тихоокеанских водах. По мере их распространения и смешения с охотоморскими водами соленость уменьшается. Сравнительно высокие значения в районе котловины Дерюгина (до 34,50—34,54 ‰) свидетельствуют о тихоокеанском происхождении вод данного района.

Крупномасштабные особенности распределения солености на горизонте 2000 м такие же, как на горизонте 1500 м, а ее пространственные изменения заключены в пределах от 34,38 до 34,52 ‰ (рис. 4.42 г).

## 4.5. Плотность вод

Для характеристики плотности морской воды в океанологии используется понятие условной плотности, определяемое из соотношения  $\sigma_t = \left( S \frac{t}{4} - 1 \right) \cdot 10^3$ , где  $S \frac{t}{4}$  — отношение плотности морской воды при температуре  $t^\circ$  к плотности дистиллированной воды при температуре  $4^\circ\text{C}$ .

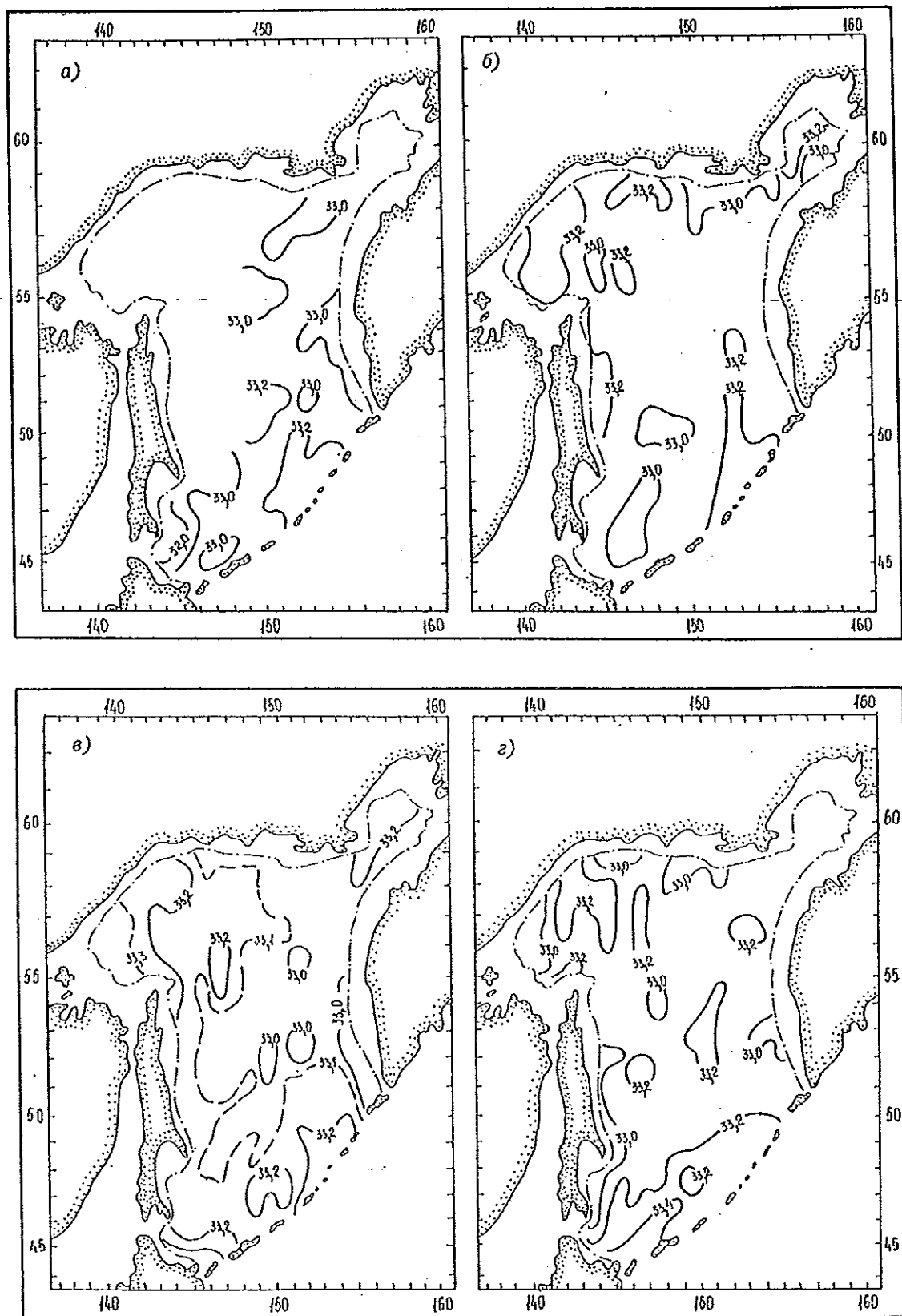


Рис. 4.40. Распределение солености (‰) на горизонте 100 м в январе—марте (а), апреле—июне (б), июле—сентябре (в) и октябре—декабре (г).

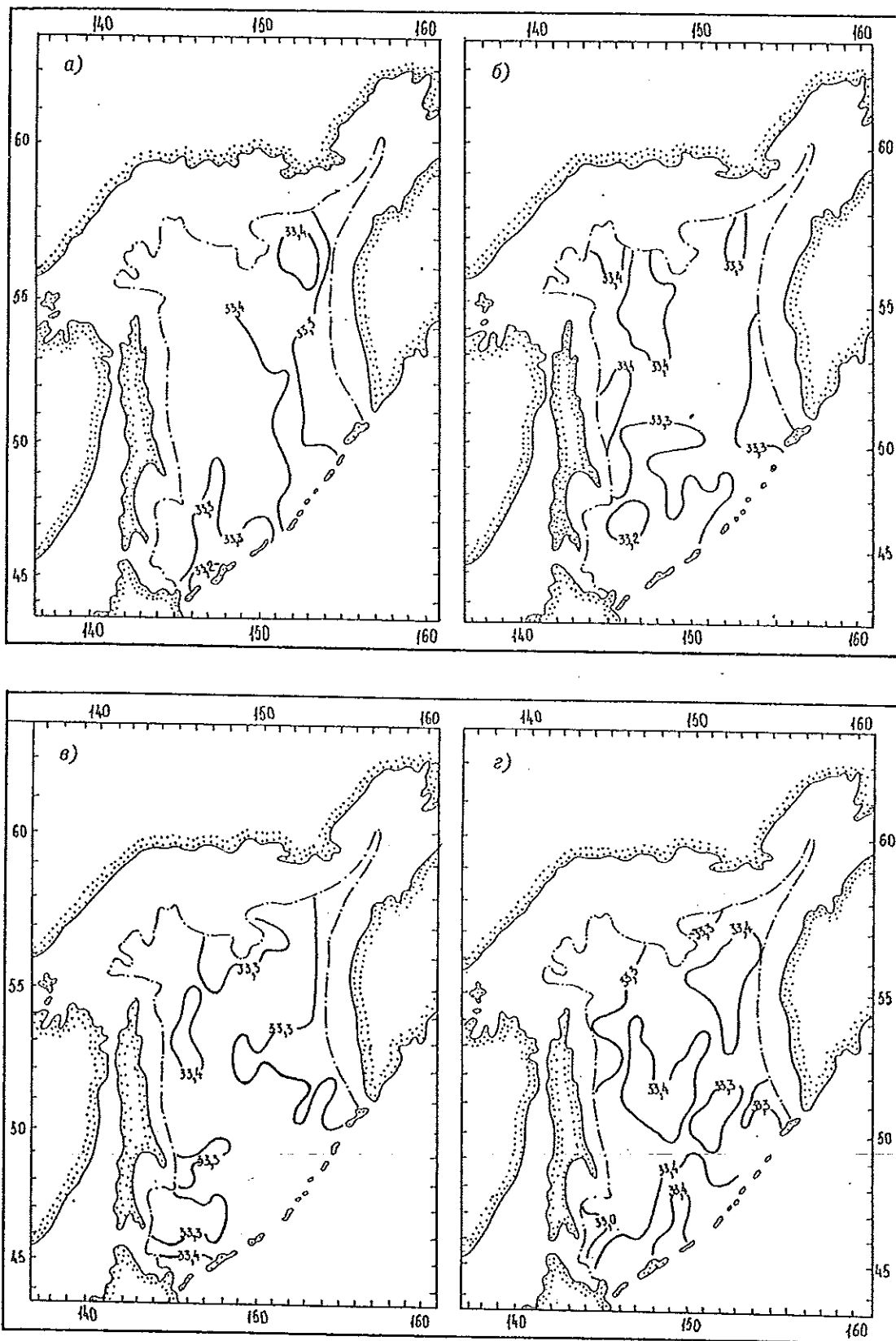


Рис. 4.41. Распределение солености (‰) на горизонте 200 м в январе—марте (а), апреле—июне (б), июле—сентябре (в) и октябре—декабре (г).

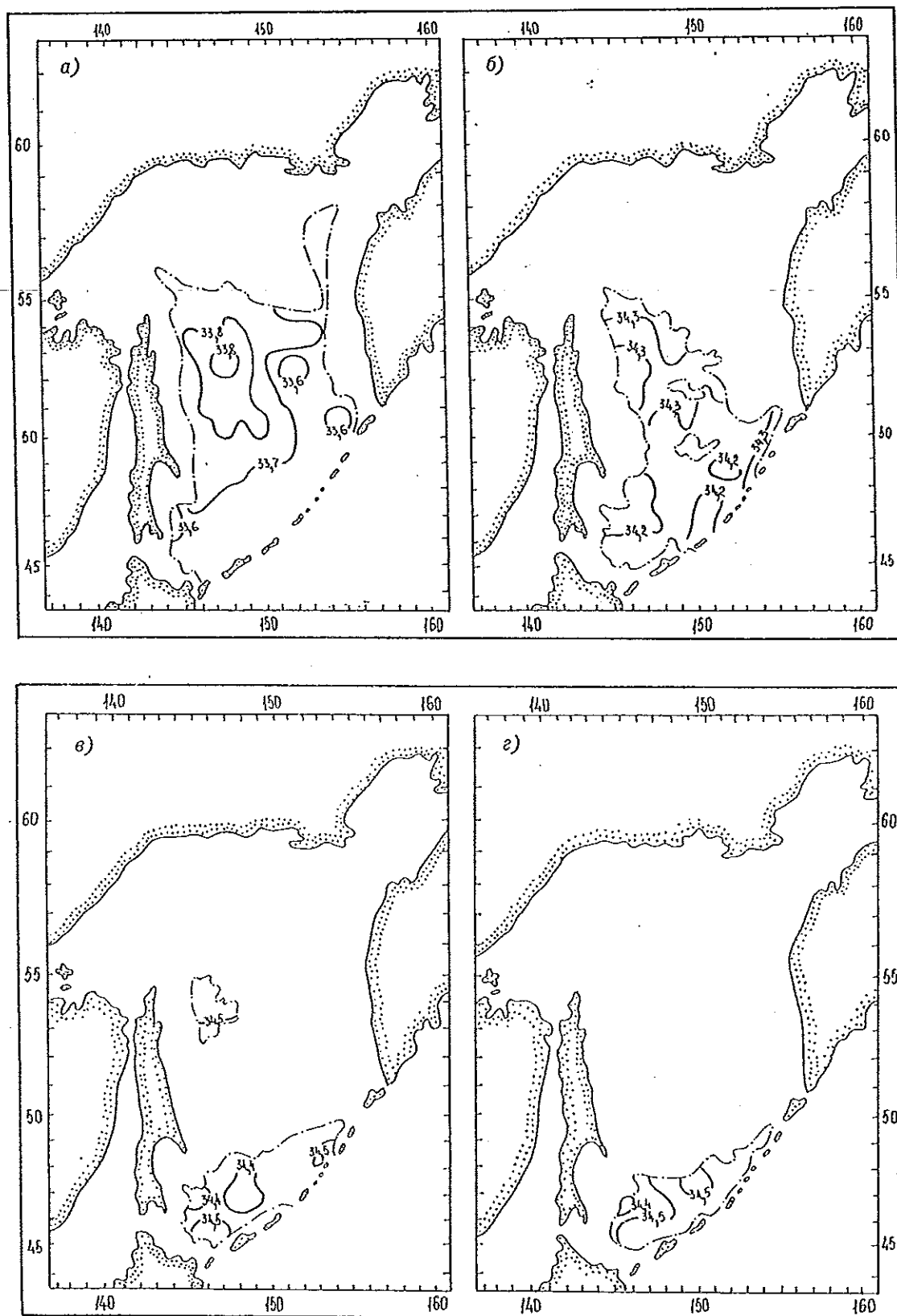


Рис. 4.42. Распределение солености (‰) на горизонтах 500 (а), 1000 (б), 1500 (в) и 2000 м (г).

#### 4.5.1. Вертикальное распределение

На рис. 4.43 и 4.44 представлены профили вертикального распределения плотности вод, характерные для акватории Охотского моря. Толщу вод моря можно условно разделить на несколько слоев, различающихся интенсивностью происходящих в них процессов. В качестве критерия для данного деления можно принять вертикальные градиенты плотности и их изменчивость.

Самый верхний — это слой сезонного пикноклина, простирающийся от поверхности моря до границы практического исчезновения внутригодовых колебаний плотности. На поверхности моря наблюдается наибольшая внутригодовая изменчивость плотности воды, достигающая 6,0—8,5 усл. ед. С глубиной она резко уменьшается и уже на горизонте 50 м не выходит за пределы 0,2—0,4 усл. ед. и только в отдельных районах моря составляет 0,50—0,75 усл. ед.

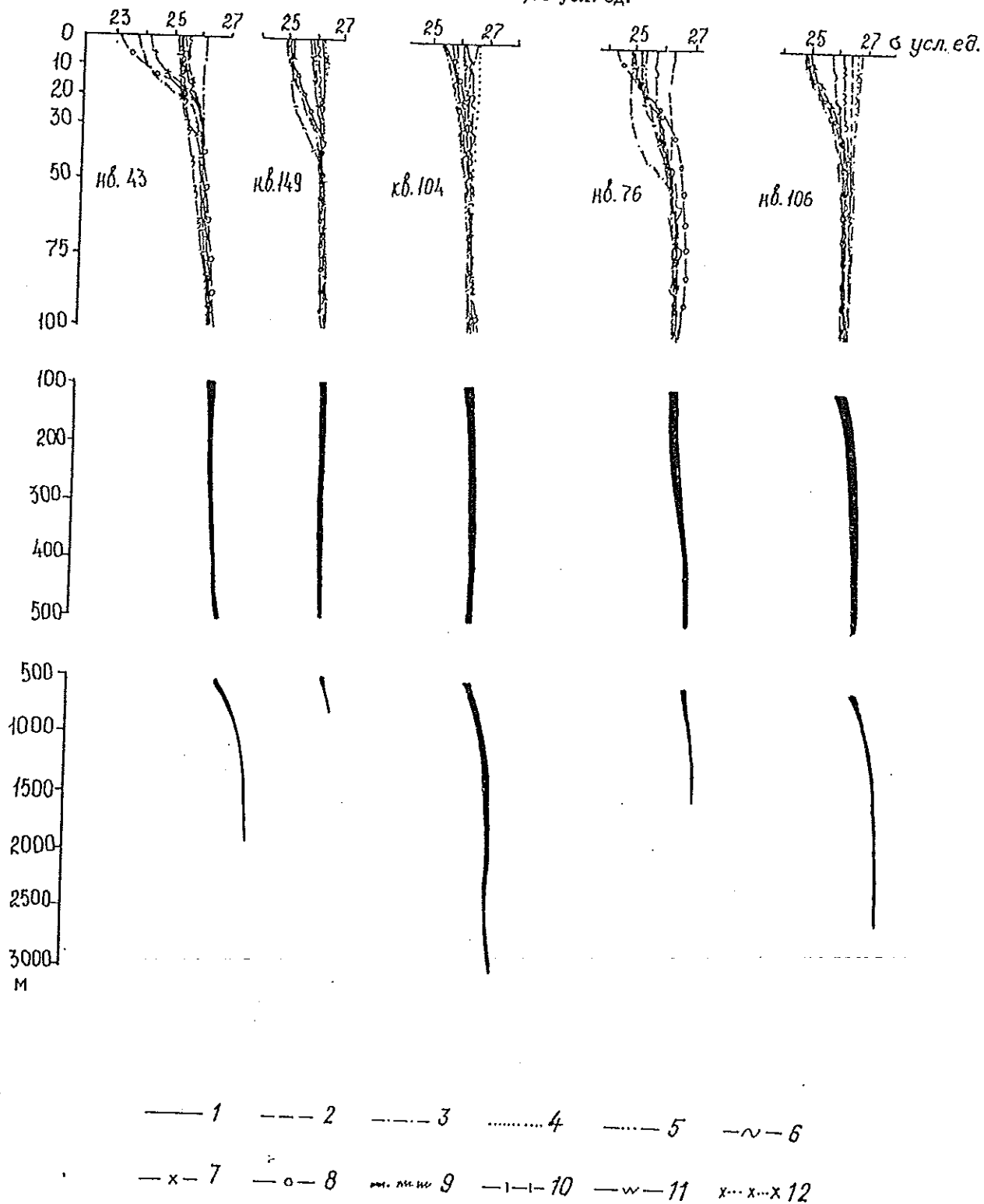


Рис. 4.43. Характерные кривые вертикального распределения плотности вод в южной части Охотского моря с января по декабрь (соответственно кривые 1—12).

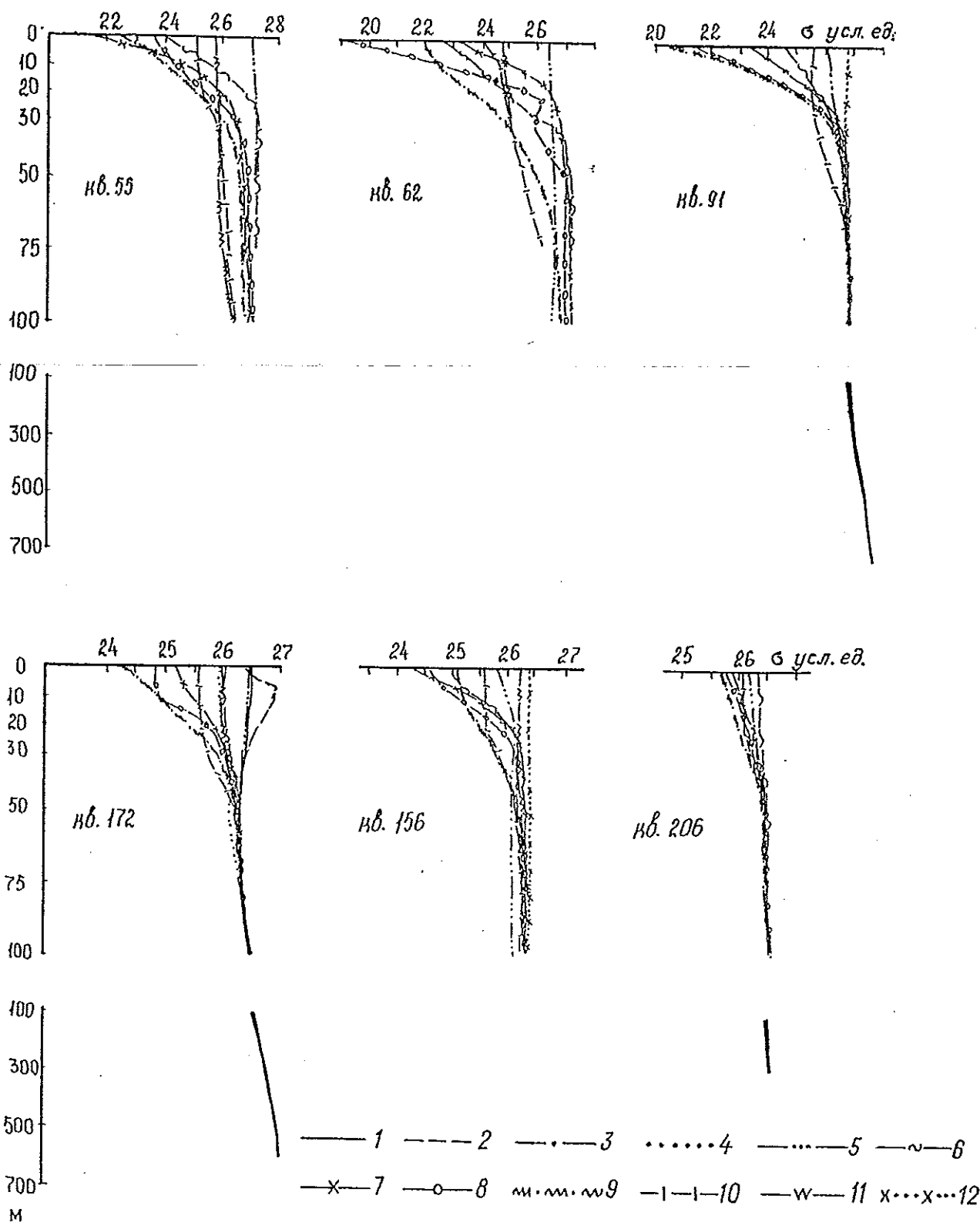


Рис. 4.44. Характерные кривые вертикального распределения плотности вод в северной части Охотского моря с января по декабрь (соответственно кривые 1—12).

В теплое время года (от начала разрушения ледяного покрова до осенне-зимнего охлаждения поверхностных вод) плотность в этом слое повсеместно растет с глубиной, в особенности в слое 0—30 м (см. рис. 4.43 и 4.44), где градиенты достигают 0,20—0,35 усл. ед./м.

Осенью, когда начинает охлаждаться поверхностный слой (по мере увеличения разности температур вода—воздух), развивается поверхностная плотностная инверсия. Термическая неустойчивость плотности достигает максимального развития к моменту появления ледяного покрова.

С образованием льда плотностная инверсия сохраняется уже за счет увеличения солености вод, так как при образовании льда из него выделяется рассол.

Нижняя граница деятельного слоя определена в каждом квадрате осреднения данных о плотности таким образом, как это сделано в отношении температуры. Практически эта граница — начало участка, где крайние средние многолетние месячные профили плотности становятся параллельными.

Топография нижней границы деятельного слоя представлена на рис. 4.45 а. Видно, что внутригодовые колебания плотности достигают придонных горизонтов только в прибрежной полосе шельфа п-ова Камчатка шириной 40—50 миль, а также в узкой прибрежной полосе западной части моря (от о. Хоккайдо до Охотска). В открытых районах моря нижняя граница деятельного слоя, как правило, располагается на глубинах от 50 до 75 м и только в районах с трансформированными тихоокеанскими водами (Курильские проливы, южная и центральная части моря) — до 100 м. Максимально глубокое ее залегание (для всей акватории моря) отмечается в зоне смешения вод течения Соёя и трансформированных в Курильских проливах тихоокеанских вод и достигает 125—150 м.

От нижней границы деятельного слоя до горизонта резкой смены вертикального градиента плотности располагается слой главного пикноклина Охотского моря. В нем повсеместно и в течение всего года плотность возрастает с глубиной. Как отмечалось, в деятельном слое температура и соленость вод на всей акватории моря увеличиваются с глубиной. Вертикальные градиенты солености способствуют не только ликвидации плотностной неустойчивости, вносимой температурной инверсией, но и создают повсеместно положительный градиент плотности вод с глубиной. Минимальные вертикальные градиенты в этом слое наблюдаются у проливов Курильской гряды. По мере распространения трансформированных тихоокеанских вод по акватории моря и смешения их с собственно охотоморскими, значительно стратифицированными водами вертикальные градиенты плотности возрастают.

Топография нижней границы слоя главного пикноклина представлена на рис. 4.45 б. Если вертикальные градиенты плотности вод Охотского моря выше этой поверхности составляют  $(1-2) \times 10^{-3}$  усл. ед./м, то ниже ее не превышают  $(1,0-1,8) \times 10^{-4}$  усл. ед./м.

Максимальной толщины (до 1000—1200 м) слой главного пикноклина достигает у проливов Курильской гряды (рис. 4.45 б). Здесь отмечаются минимальные (для всего этого слоя) вертикальные градиенты плотности. Это свидетельствует о том, что в проливах трансформирован главный пикноклин тихоокеанских вод. По мере распространения трансформированных вод по котловине моря, вертикальные градиенты плотности вод возрастают, а мощность главного пикноклина уменьшается и глубина залегания его нижней границы на северной периферии Глубоководной котловины уже не превышает 700—800 м.

Ниже рассмотренного слоя по мере роста глубин происходит медленное повышение плотности вод (см. рис. 4.43, 4.44). Здесь уже довольно трудно исследовать пространственно-временные особенности поля плотности, так как слишком мало глубоководных, и особенно придонных, наблюдений.

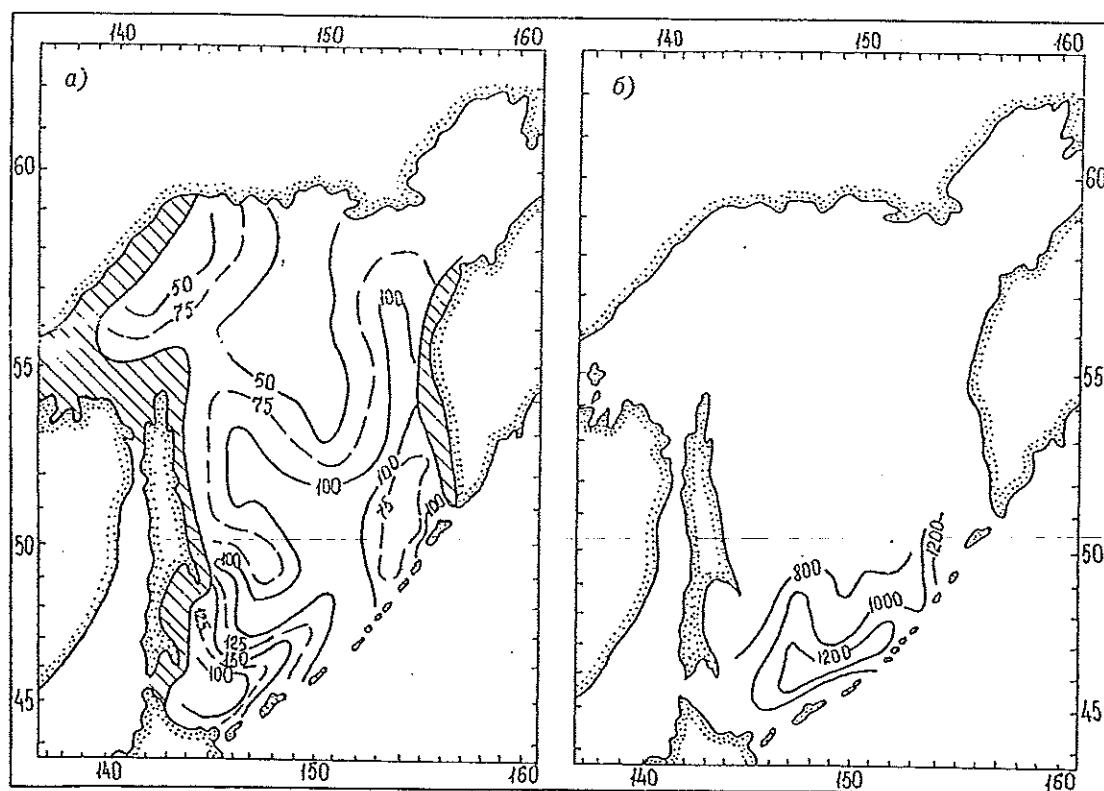


Рис. 4.45. Глубина залегания (м) нижней границы деятельного слоя (а) и нижней границы пикноклина (б), построенных по особенностям вертикального распределения плотности вод Охотского моря.

Заштрихованы области, где граница совпадает с дном.

#### 4.5.2. Внутригодовая изменчивость

Распределение плотности морских вод во времени и пространстве сложным образом зависит от распределения температуры и солености. Анализ кривых плотности во всех квадратах, представленных на рис. 4.46 и 4.47, показал, что в поверхностных слоях максимум плотности приурочен к зимнему времени, а минимум — к летнему. Это свидетельствует о доминирующем влиянии температуры воды на формирование внутригодовых особенностей поля плотности.

Внутригодовые изменения плотности поверхностных вод моря, как правило, не превышают 0,5—1,0 усл. ед. и только в прибрежных районах западной части моря увеличиваются до 6,0—8,5 усл. ед. В годовом ходе наблюдается один максимум и один минимум. Влияние осеннего паводка рек (в отличие от кривых годового хода солености вод) практически не сказывается (см. рис. 4.46 и 4.47). Только в Сахалинском заливе (см. рис. 4.46, кв. 62) в октябре сказывается осенний паводок р. Амура, возникающий при выходе на юг Дальнего Востока тропических циклонов в начале осени.

Имеющиеся нарушения годового хода плотности вод на отдельных кривых, например в кв. 172 за апрель—май (см. рис. 4.46), связаны в основном с недостатком данных.

Минимум и максимум плотности поверхностных вод наблюдаются соответственно с июля по сентябрь и с января по май (см. рис. 4.46 и 4.47). Такие довольно широкие временные интервалы связаны с гидрометеорологическими условиями и динамическими процессами в отдельных районах моря.

С глубиной амплитуда внутригодовых колебаний плотности резко уменьшаются (см. рис. 4.46 и 4.47). Как правило, уже на горизонте 50 м внутригодовые изменения плотности незначительны (в большинстве квадратов отсутствуют наблюдения в зимнее время из-за мощного ледяного покрова и частых и сильных штормов). Однако практически во всех квадратах на горизонте 50 м наблюдается тенденция уменьшения значений от мая—июля к октябрю—декабрю. Максимум значений в мае—июле, вероятно, связан с передачей зимних повышенных значений плотности поверхностных вод нижележащим слоям. Минимум на этом горизонте в осеннее время объясняется начинающимся конвективным перемешиванием с поверхностными слоями, имеющими пониженную плотность в теплое время года.

Рассмотрим географическую дифференциацию наступления экстремумов плотности вод на акватории моря и ее причины. К сожалению, на большей части моря отсутствуют наблюдения в зимнее время и только в южной и восточной частях моря можно уверенно указать время наступления максимума плотности поверхностных вод. В районе „восточного канала” он наступает в марте. Это связано с тем, что самые низкие значения температуры воды приходится на период с февраля по апрель. У южного побережья п-ова Камчатка максимум запаздывает на 1 мес, что, вероятно, связано с осолонением вод при льдообразовании. Над южной частью Глубоководной котловины, где происходит смешение охотоморских вод, у которых минимум температуры наблюдается с января по март, с трансформированными в Курильских проливах тихоокеанскими водами, максимальная плотность отмечается в феврале (рис. 4.48 а).

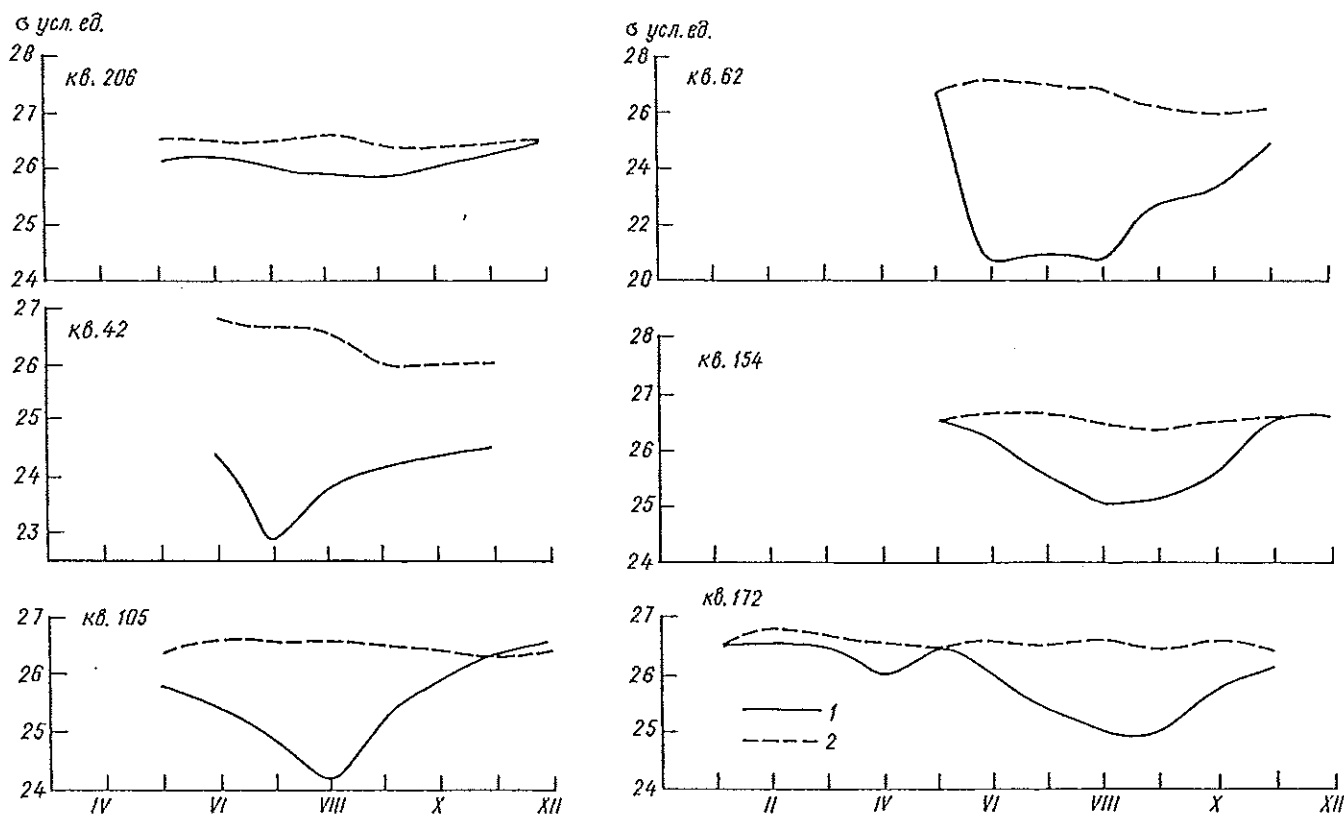


Рис. 4.46. Годовой ход плотности воды в отдельных квадратах северной части Охотского моря.

1 — поверхность моря; 2 — горизонт 50 м.

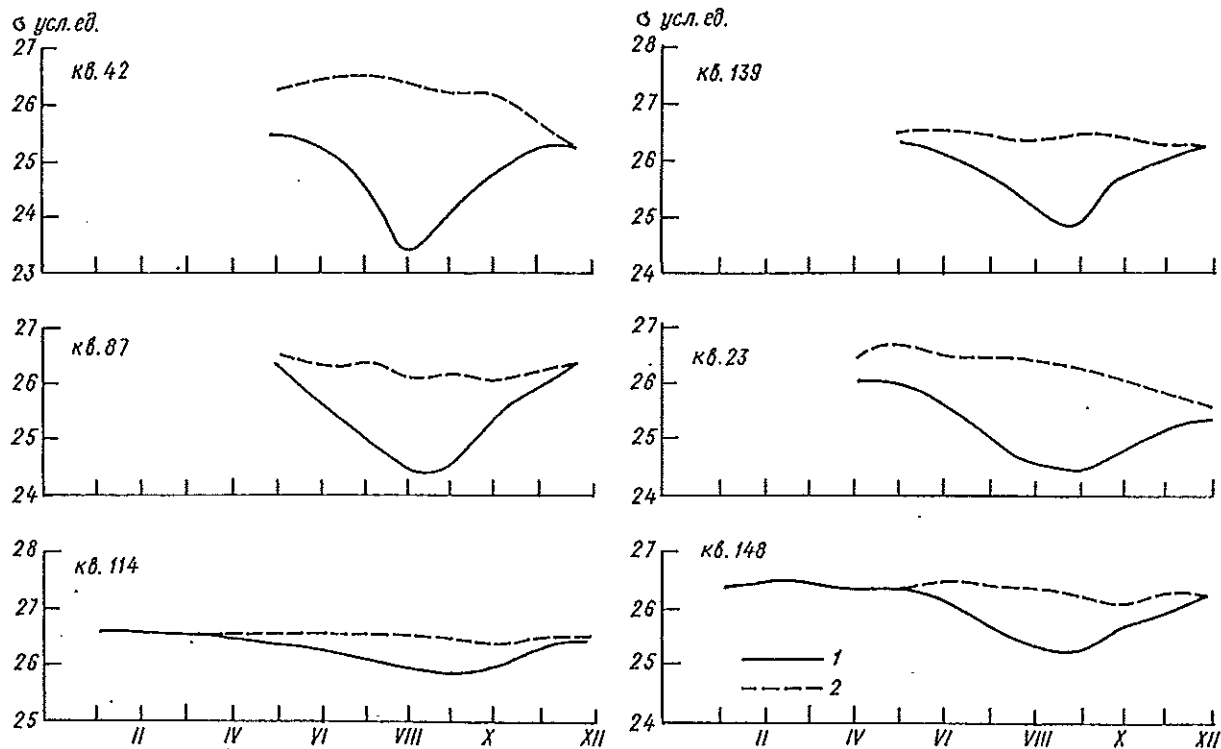


Рис. 4.47. Годовой ход плотности воды в отдельных квадратах южной части Охотского моря.  
1 — поверхность моря; 2 — горизонт 50 м.

На большей части моря минимум плотности поверхностных вод наступает в августе (рис. 4.48 б). В это время поверхностные воды наиболее прогреты и распреснены. В динамически активных районах (Курильские проливы, южная часть Глубоководной котловины, банка Кашеварова, вход в зал. Шелихова и восточная, прилегающая к побережью п-ова Камчатка часть моря) внутригодовые колебания солености по сравнению с большей частью моря невелики. Сказывается доминирующее влияние температуры вод, максимум которой по отношению к большей части моря, наступает позже на 1 мес. Поэтому здесь плотность имеет минимальные значения в сентябре.

В регионах, значительно подверженных влиянию речного стока (Сахалинский залив и прилегающая к нему акватория, Тауйская губа и акватория к югу от нее, а также локальная область к северо-востоку от Аяна), минимум плотности вод в поверхностном слое наступает в июле.

Максимум плотности на горизонте 50 м наступает одновременно с максимумом на поверхности (рис. 4.48 а и 4.49 а), что связано с хорошо развитой осенне-зимней конвекцией на всей акватории моря.

Минимум плотности вод на этом горизонте наблюдается на акватории моря с сентября по декабрь (рис. 4.49 б). Сдвиги времени наступления данного экстремума (по отношению к поверхностному) зависят от гидрометеорологических условий и динамических явлений в водной среде. В это время над акваторией моря возрастает скорость ветра и уменьшается температура воздуха, что приводит к плотностной неустойчивости в поверхностном слое и соответственно передаче поверхностных характеристик нижележащим горизонтам. Немаловажную роль играют и внутриводные динамические процессы.

На обширной области моря минимум плотности наступает в сентябре и октябре. В динамически активных районах с хорошо развитым вертикальным обменом (Курильские проливы и акватории, отстоящие от них не более чем на 60—90 миль, вход в зал. Шелихова, а также район Шантарских островов) это связано с более поздним наступлением максимальной температуры поверхностных вод по сравнению с большей частью моря. В центральной и северной частях моря минимум плотности, приходящийся на октябрь, объясняется начинающейся здесь термической конвекцией (рис. 4.49 б).

Полностью от гидрометеорологических процессов на границе вода—воздух (низкие температуры воздуха, возрастание скорости ветра), приводящих к термической конвекции и обмену характеристик поверхностного слоя с нижележащими, зависит наступление минимальных значений плотности вод на горизонте 50 м в областях, где они отмечаются в ноябре и декабре (рис. 4.49 б).

Наиболее показательной величиной, характеризующей внутригодовую изменчивость плотности вод, является ее амплитуда — половина разности между максимальной и минимальной плотностью вод в течение года.

Как видно из рис. 4.50 а, в поверхностном слое моря максимальные амплитуды плотности приурочены к районам с наибольшей внутригодовой изменчивостью температуры и солености вод, что особенно ярко проявляется в северо-западной части моря, где они достигают 3,00—4,25 усл. ед. На значительной части моря амплитуды не превышают 1,0—1,5 усл. ед. Наиболее низкие значения (менее 0,5 усл. ед.) наблюдаются в динамически активных районах (Курильские проливы, вход в зал. Шелихова), где внутригодовая изменчивость температуры и солености вод минимальна.

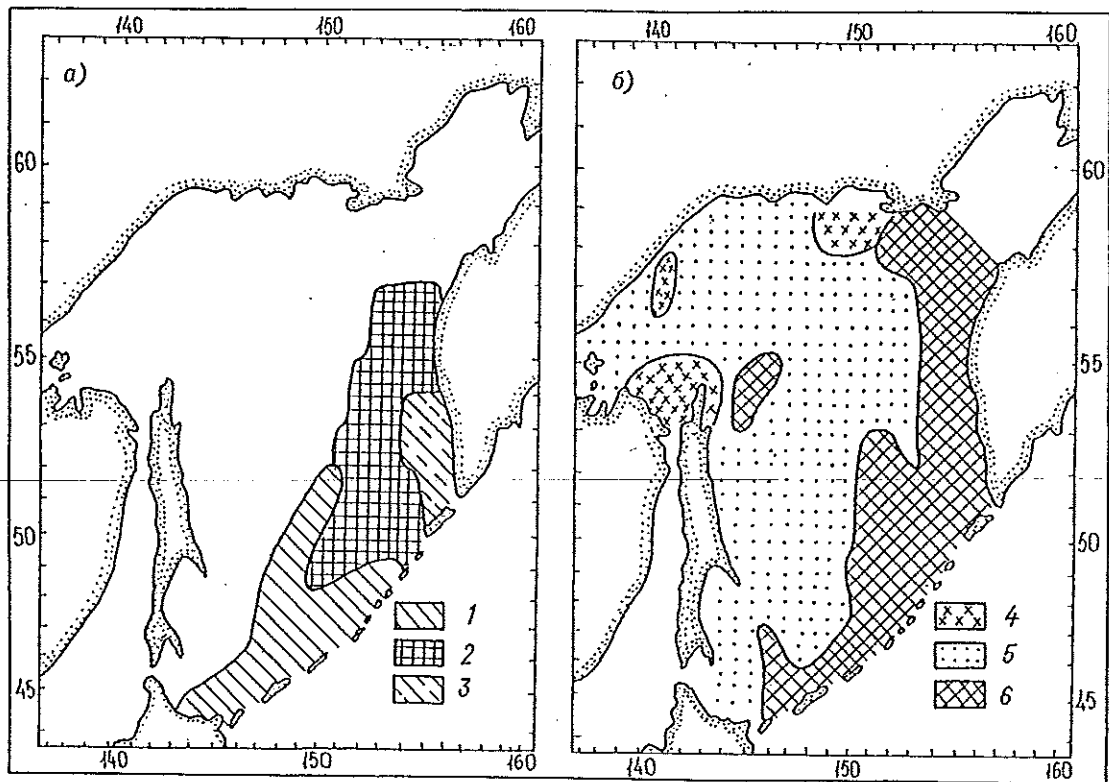


Рис. 4.48. Время наступления максимальной (а) и минимальной (б) плотности поверхностных вод Охотского моря.  
1 — февраль; 2 — март; 3 — апрель; 4 — июль; 5 — август; 6 — сентябрь.

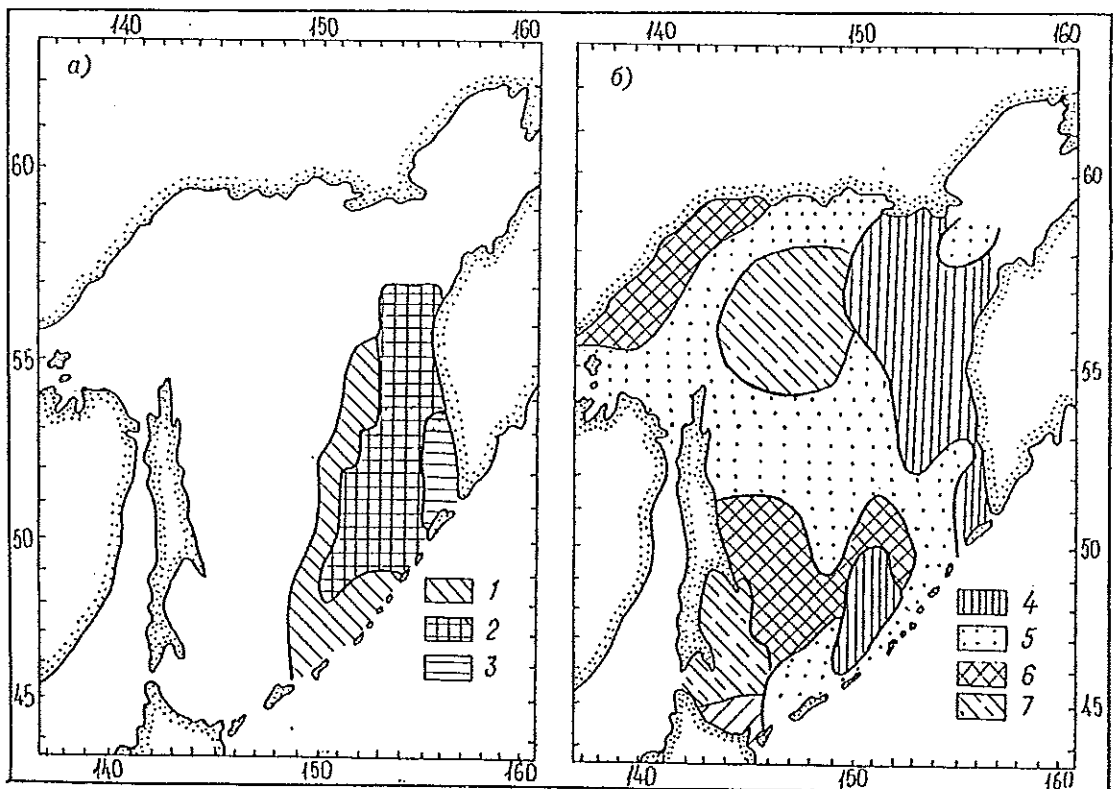


Рис. 4.49. Время наступления максимальной (а) и минимальной (б) плотности вод Охотского моря на горизонте 50 м.  
1 — февраль; 2 — март; 3 — апрель; 4 — сентябрь; 5 — октябрь; 6 — ноябрь; 7 — декабрь.

На горизонте 50 м, как правило, наблюдаются значения амплитуды 0,2—0,4 усл. ед. (рис. 4.50 б). Незначительное их увеличение (до 0,50—0,75 усл. ед.)

наблюдается в узкой прибрежной части моря, где отмечен максимум изменчивости температуры и солености вод Охотского моря.

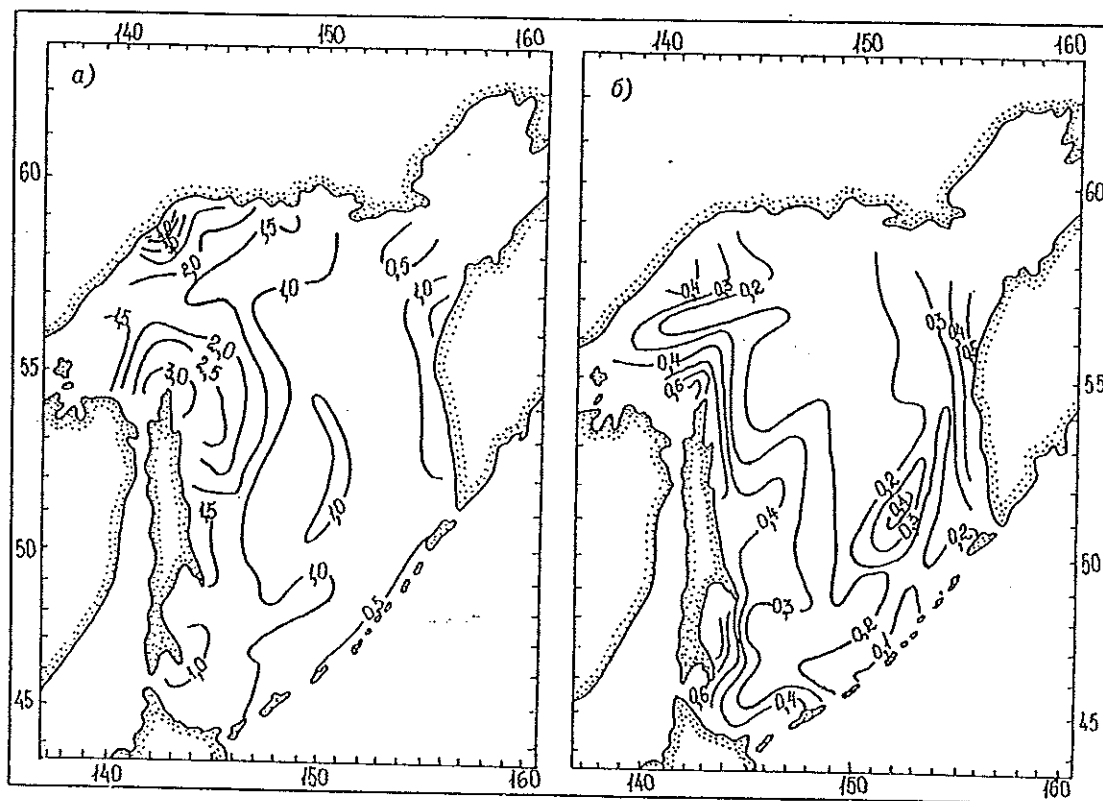


Рис. 4.50. Амплитуда внутригодовой изменчивости плотности вод (усл. ед.) на поверхности (а) и на горизонте 50 м (б).

#### 4.5.3. Пространственно-временное распределение

Максимум плотности поверхностных вод, как правило, приурочен к местам поступления и районам дальнейшего распространения тихоокеанских вод. Пространственные градиенты плотности поверхностных вод в центральной и южной частях Охотского моря минимальны. По мере приближения к берегам они возрастают. Все это свидетельствует о том, что поле солёности формирует основные закономерности распределения плотности на поверхности моря. Термический режим отдельных районов исследуемого региона вносит определенные коррективы в эту картину.

В январе поле плотности почти однородно. Максимум значений (до 26,60—26,65 усл. ед.) находится вблизи проливов средней части Курильской гряды и свидетельствует о вторжении более осолоненных тихоокеанских вод. Область повышенных значений распространяется (по свободной от ледяного покрова акватории) в северо-западном направлении (рис. 4.51). По мере приближения к берегам п-ова Камчатка (если следовать от зоны максимальных значений вдоль Курильской гряды) плотность уменьшается до 26,25—26,30 усл. ед. Происходит уменьшение и в направлении к островам Хоккайдо и Сахалин. К западу от линии, соединяющей м. Терпения и о. Кунашир, плотность не превышает 26,00 усл. ед. (см. рис. 4.51).

На поверхности исследуемой акватории поле плотности вод в феврале принципиально не отличается от январского. Однако усиливающееся охлаждение вод крайней южной части моря приводит к возрастанию плотности до 26,35—26,50 усл. ед. (см. рис. 4.51).

В марте распределение плотности поверхностных вод на большей части акватории незначительно отличается от февраля. Так, к югу от параллели 53° с. отличия составляют не более 0,05 усл. ед. К северу от данной параллели в связи с охлаждением трансформированных тихоокеанских вод, а также повышением солёности собственно охотоморских вод при ледообразовании, плотность возрастает до 26,70—26,74 усл. ед. (см. рис. 4.51).

В апреле наблюдается более сложное распределение плотности. Это связано в первую очередь с начинающимся процессом таяния ледяного покрова, приводящим к распреснению поверхностных вод. Оказывает влияние и различная интенсивность трансформации тихоокеанских вод в проливах Курильской гряды. Максимальную плотность в поверхностном слое имеют тихоокеанские воды, проникающие через мелководные проливы средней части гряды, где они в большей степени смешиваются с нижележащими более солёными водами. В то же время тихоокеанские воды, проникающие через Курильский пролив, трансформируются в меньшей степени. Смешиваясь затем с распресненными охотоморскими водами, они образуют область пониженных значений, вытянутую от о. Парамушир по направлению к Тауйской губе. Продвижение трансформированных тихоокеанских вод в южном направлении вблизи берегов п-ова Камчатка приводит к оттеснению менее плотных прибрежных вод в мористые участки шельфа (см. рис. 4.51).

В мае начинает проявляться распресняющее воздействие рек. На периферии моря выделяется прибрежная зона с высокими пространственными градиентами плотности. В прол. Лаперуза и у берегов о. Хоккайдо плотность составляет 26,0—

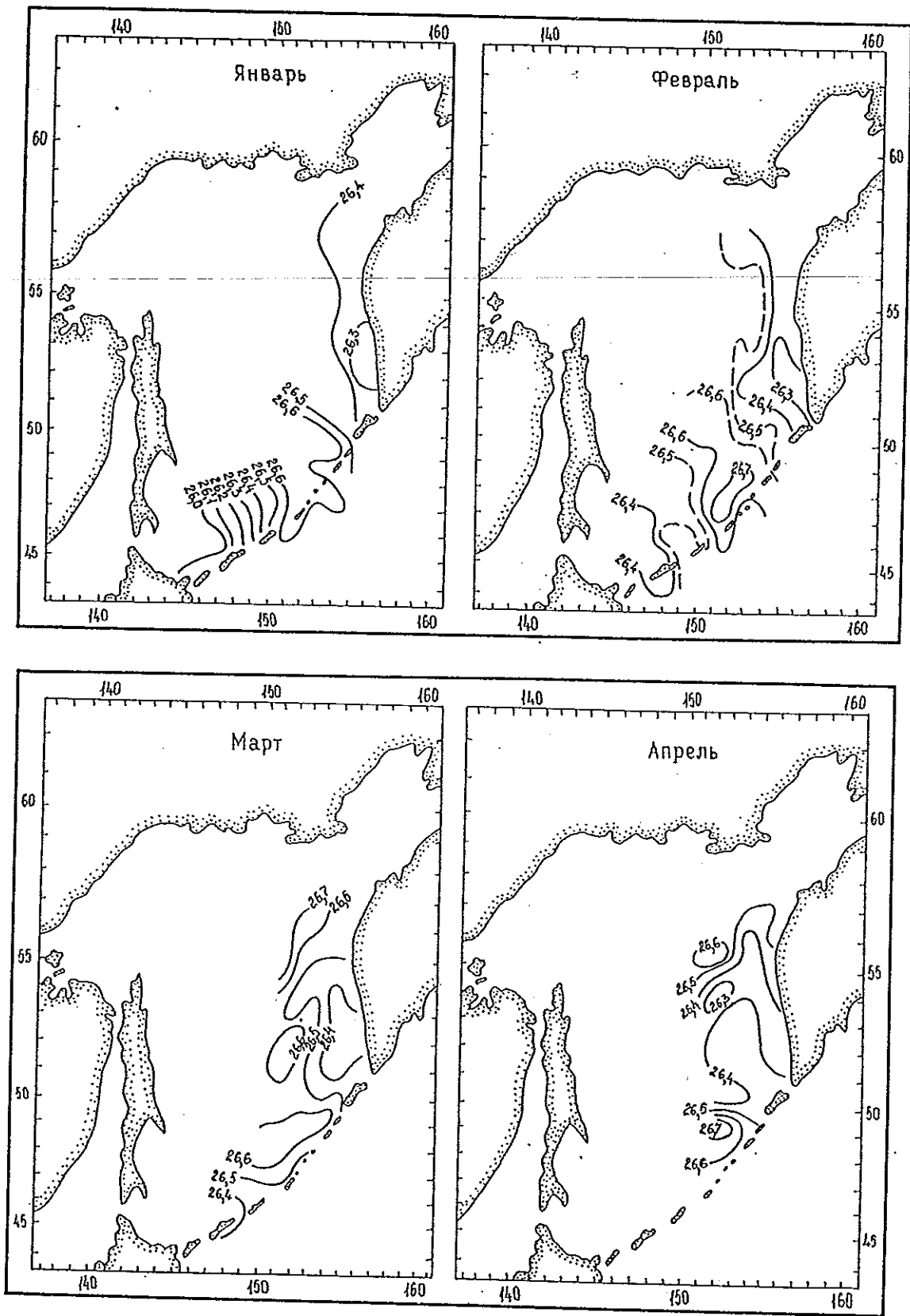


Рис. 4.51. Распределение плотности (усл. ед.) поверхностных вод Охотского моря.

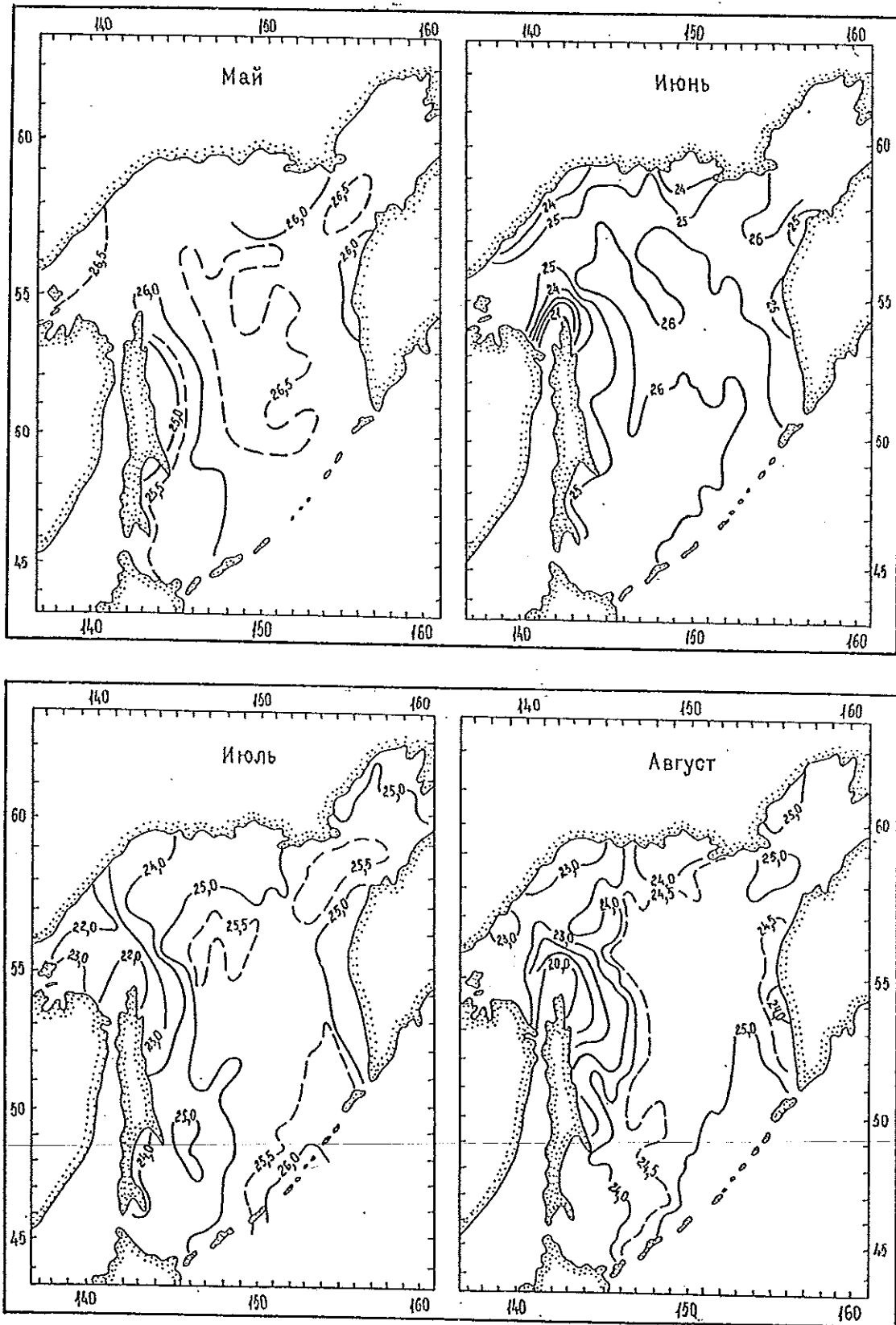


Рис. 4.51 (продолжение).

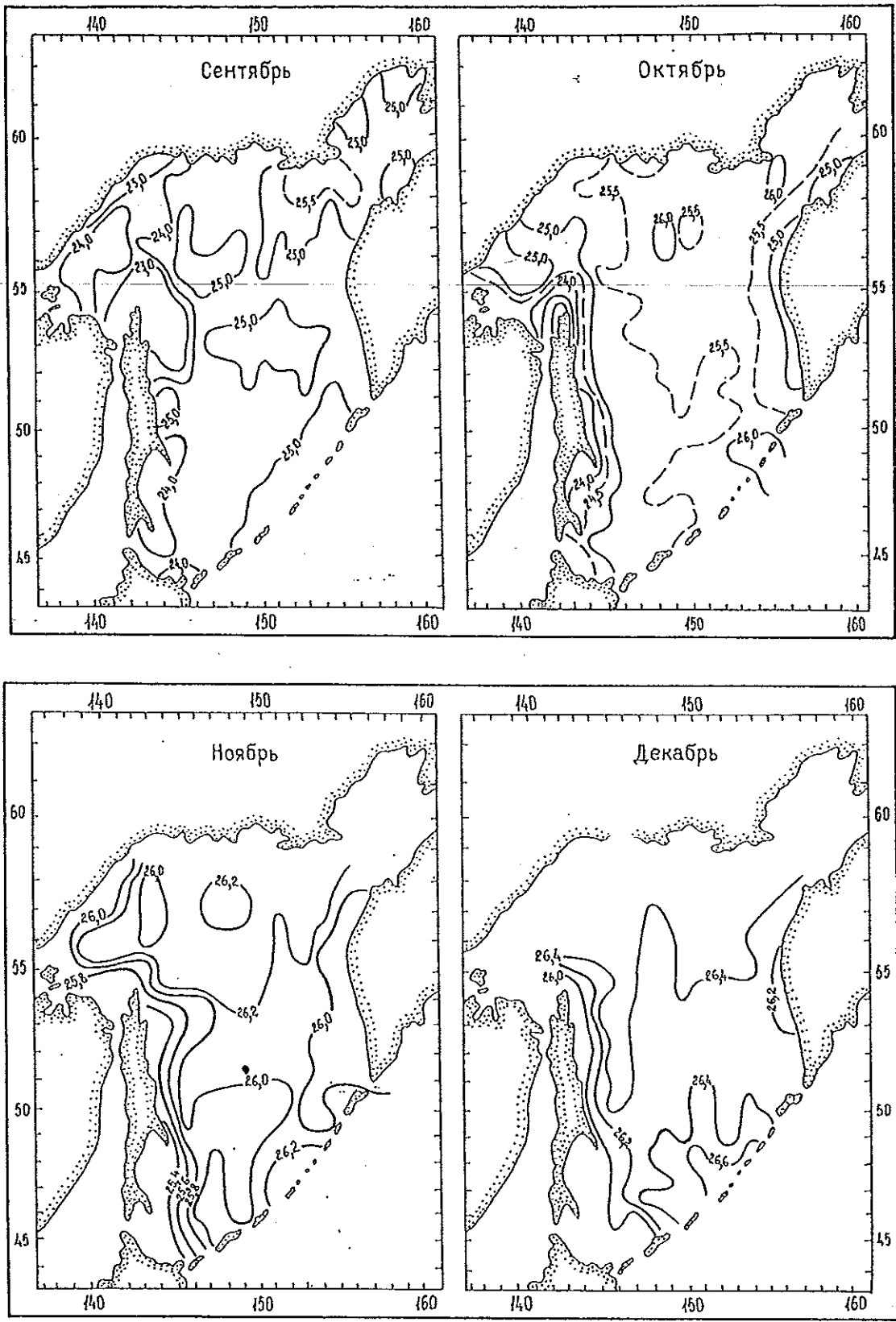


Рис. 4.51 (продолжение).

26,4 усл. ед., что связано с адвекцией видоизмененных течением Соя тихоокеанских вод. Интенсивный вертикальный обмен на входе в зал. Шелихова, являющийся следствием приливных течений, приводит к повышению солености и понижению температуры вод этого района. Поэтому здесь плотность вод на поверхности достигает 26,50—26,65 усл. ед. (см. рис. 4.51). В центральной и юго-восточной частях моря, заполненных трансформированными тихоокеанскими водами, градиенты плотности на поверхности моря значительно меньше. Здесь плотность варьирует от 26,4 до 26,7 усл. ед.

В июне возрастают контрасты плотности между открытой частью моря и прибрежными районами. Значительно возрастают ее градиенты у берегов северной и западной частей моря, что особенно ярко проявляется в Сахалинском заливе и к северу и востоку от м. Елизаветы. По мере продвижения вдоль берегов о. Сахалин распресненные воды трансформируются и как следствие уменьшаются градиенты плотности; вблизи м. Терпения они незначительны (см. рис. 4.51). Возрастание температуры в водах течения Соя приводит к уменьшению плотности и исчезновению у о. Хоккайдо ее градиентов. Антициклонический круговорот на шельфе п-ова Камчатка, а также слабое по сравнению с западной частью моря речное распреснение прибрежных вод приводят к тому, что здесь довольно высока плотность (более 24,8—25,0 усл. ед.) и незначительны градиенты между прибрежными и мористыми районами (см. рис. 4.51).

Возрастание температуры поверхностных вод, а также их смешение с нижележащими (за счет приливных течений, воздействия ветра и повышенного вертикального и бокового обмена на периферии круговоротов) приводят в июле к снижению прибрежных контрастов в поле плотности исследуемого региона (см. рис. 4.51). К востоку от Шантарских островов на фоне пониженных значений в северо-западной части моря выделяется область с плотностью поверхностных вод более 23 усл. ед. Ее происхождение связано с динамическими процессами в проливах Шантарских островов. Увеличение значений к востоку от м. Терпения связано со смешением (и соответственно уплотнением) вод Восточно-Сахалинского течения с трансформированными тихоокеанскими водами, заполняющими южную часть Глубоководной котловины.

В августе происходит повсеместное снижение плотности поверхностных вод моря (см. рис. 4.51). Если в июле максимум (для всей акватории) превышал 26 усл. ед., то в августе он составляет не более 25,4 усл. ед. Сказываются выходящие на юг Дальнего Востока тропические циклоны, приносящие значительное количество атмосферных осадков. Увеличивающийся при этом сток рек приводит также к возрастанию прибрежных градиентов плотности, особенно в северной и западной частях моря (см. рис. 4.51).

В сентябре основные черты распределения плотности сохраняются. Однако начинающееся охлаждение поверхностных вод приводит к ее возрастанию в северной и центральной частях моря (см. рис. 4.51).

Дальнейшее охлаждение вод в октябре приводит к уменьшению контрастов плотности в открытой части моря. Значительное летнее распреснение вод в западной части моря является причиной сохране-

ния высоких градиентов плотности в северо-западной части моря и на шельфе о. Сахалин (см. рис. 4.51).

В ноябре и декабре происходит перестройка поля плотности к зимнему состоянию. В результате усиливающейся термической конвекции наблюдается повсеместное возрастание ее значений и уменьшение пространственных градиентов. Если в ноябре на всей акватории моря пространственная изменчивость составляет 0,8—1,0 усл. ед., то в декабре не превышает 0,6—0,7 усл. ед. Область максимальных значений смещается в северную мелководную часть моря (см. рис. 4.51).

На горизонте 50 м внутригодовые вариации поля плотности прослеживаются довольно отчетливо. Крупномасштабные особенности ее распределения в течение года полностью отражают процессы происходящие на поверхности. Исключение составляют динамически активные районы, а также распределение в период перестройки поля плотности от зимнего к летнему состоянию.

С января по апрель, как следует из рис. 4.51, 4.52 распределение плотности вод на горизонте 50 м принципиально не отличается от поверхностного. Это является результатом интенсификации обменных процессов в холодное время года как на границе вода—воздух, так и в толще вод моря. Только в январе (см. рис. 4.52) интенсивность конвективных процессов недостаточна, чтобы обеспечить однородность 50-метрового слоя. Поэтому к востоку от меридиана 150° в. значения превышают поверхностные на 0,05—0,10 усл. ед., а в крайней южной части моря эта разница возрастает до 0,15—0,25 усл. ед. Последнее свидетельствует о том, что в водах крайней южной части моря вертикальные градиенты выше и, следовательно, устойчивость вод больше по сравнению с трансформированными тихоокеанскими водами.

Продолжающаяся зимняя конвекция, которая в феврале и марте максимально развита, приводит к тому, что с февраля по апрель толща вод в слое 0—50 м становится практически однородной (различия повсеместно не превышают 0,05 усл. ед.) (см. рис. 4.51, 4.52).

В мае на горизонте 50 м значительная часть акватории занята водами, плотность которых мало отличается от 26,50 усл. ед. (см. рис. 4.52). В то же время выделяются две зоны пониженных значений (у берегов п-ова Камчатка и над южной частью Глубоководной котловины). Их происхождение связано с антициклоническими круговоротами, в которых происходит опускание вод. В мае вода на поверхности имеет пониженную соленость (за счет таяния льда) и более высокую температуру.

Если следовать изолинии 26,50 усл. ед. в июне, то к западу от нее (см. рис. 4.52) располагаются максимальные значения плотности, происхождение которых связано с осенне-зимней конвекцией вод. По мере приближения к Шантарским островам и к северной оконечности о. Сахалин они достигают 26,70—26,85 усл. ед. вследствие наиболее продолжительного существования здесь ледяного покрова. Тихоокеанские воды подвергаются сильной трансформации в проливах Курильской гряды, и их повышенная плотность на горизонте 50 м есть результат смешения подповерхностных и глубинных вод. Этим же объясняется возрастание плотности на входе в зал. Шелихова, где она достигает 26,50—26,55 усл. ед. (см. рис. 4.52). Повышенные значе-

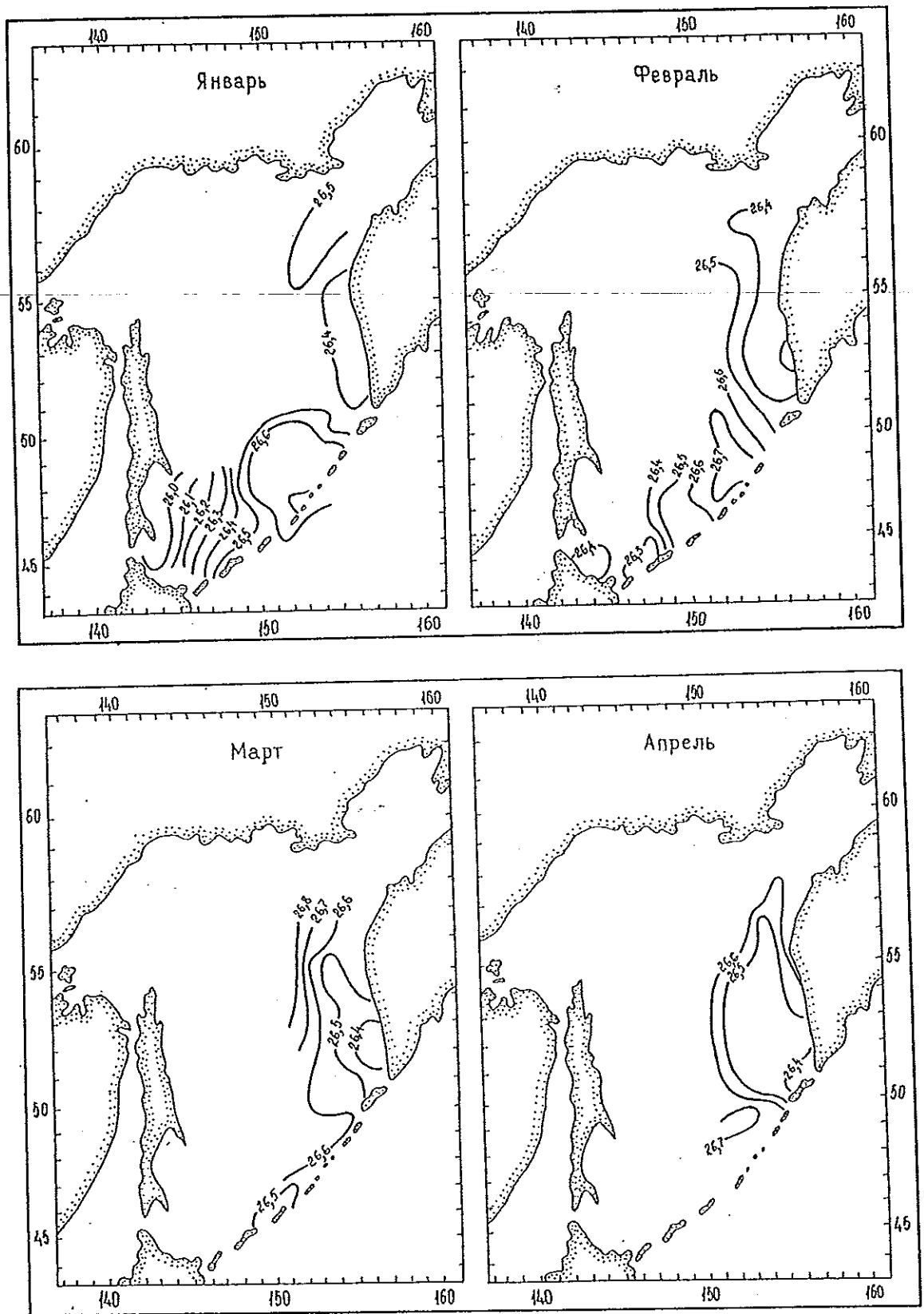


Рис. 4.52. Распределение плотности вод (усл. ед.) на горизонте 50 м.

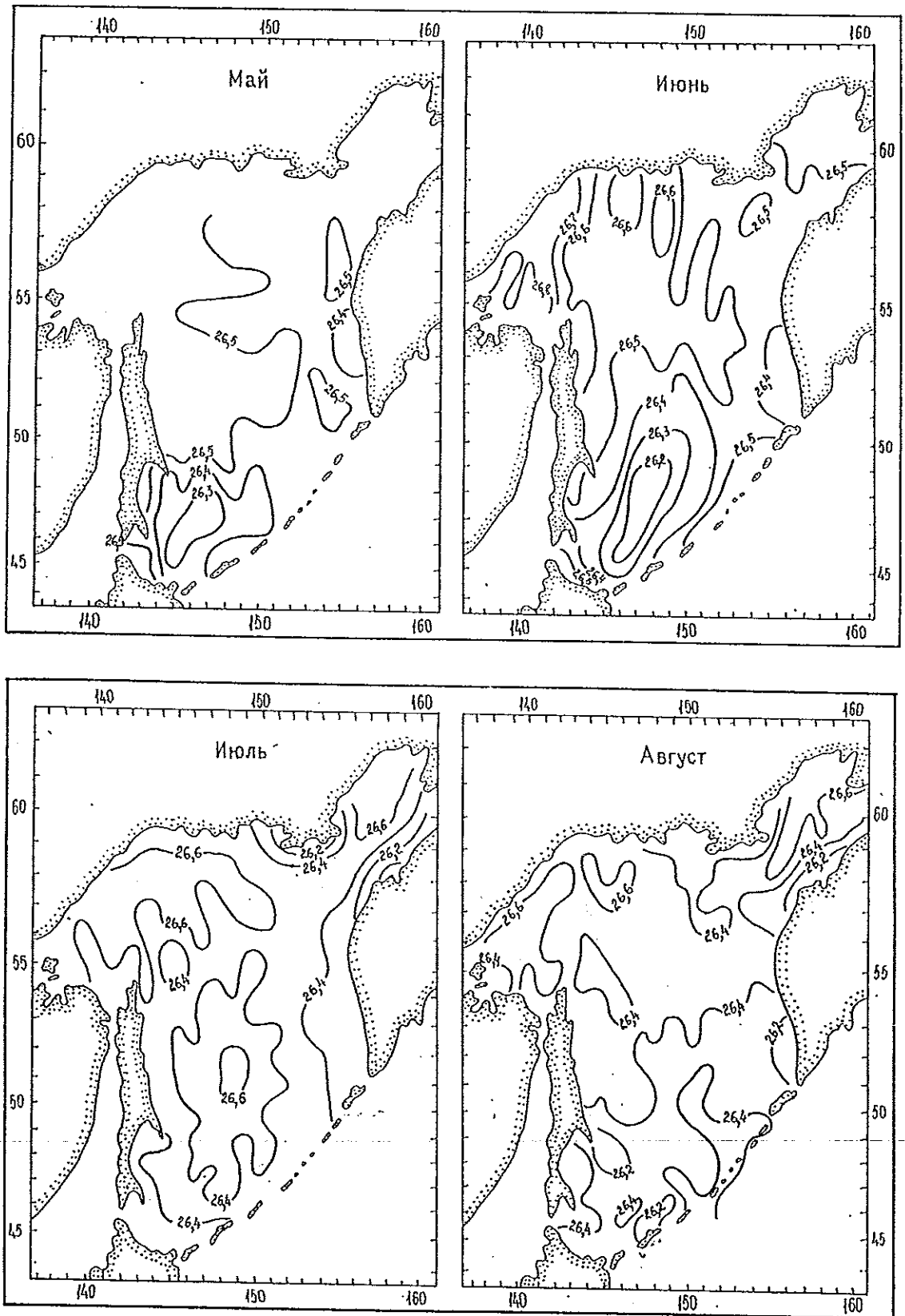


Рис. 4.52 (продолжение).

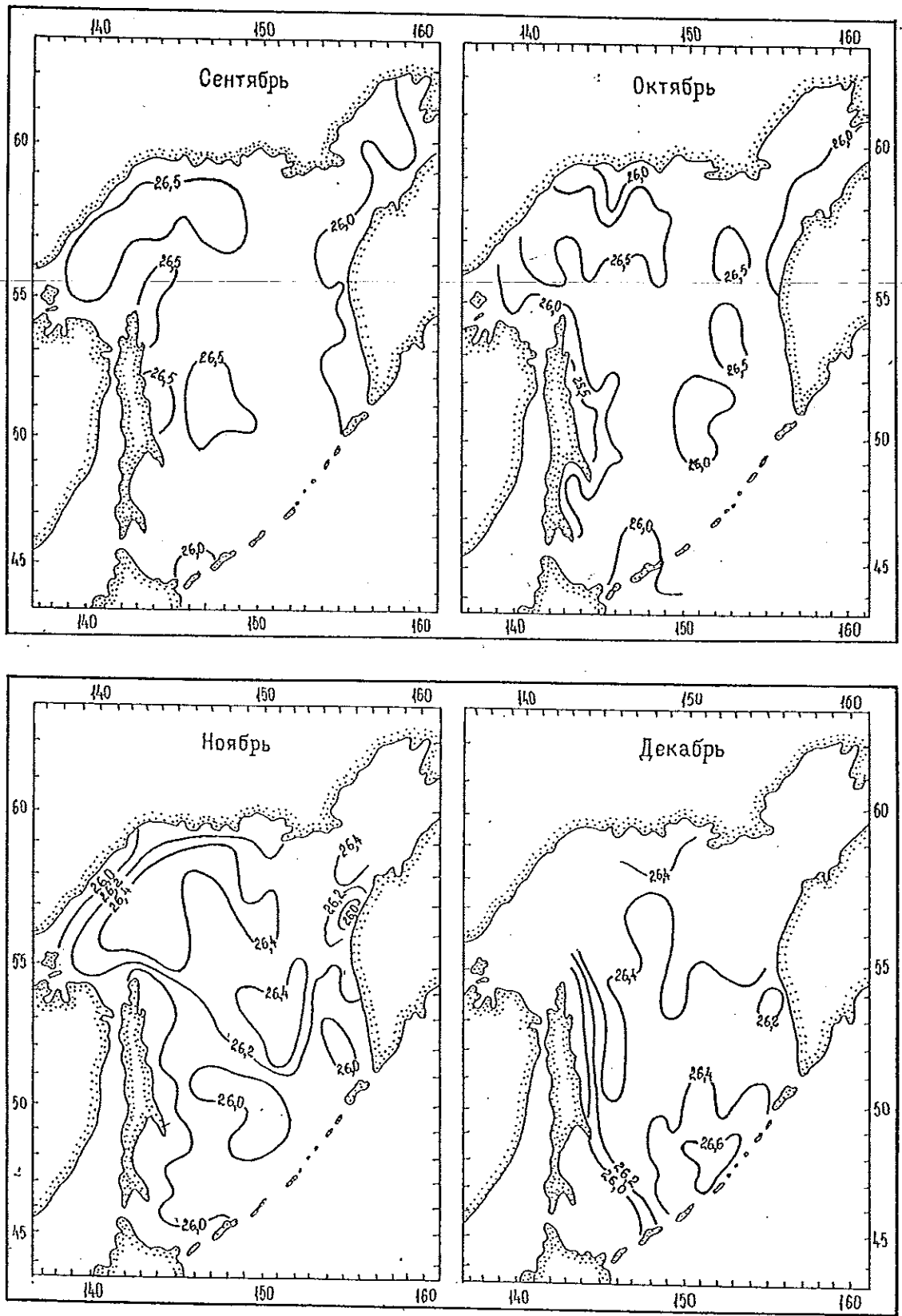


Рис. 4.52 (продолжение).

ния плотности вод в самом зал. Шелихова (как и в северо-западной части моря) являются результатом суровых гидрометеорологических условий, приводящих к длительному периоду существования ледяного покрова. Минимальные значения над южной частью Глубоководной котловины, достигающие 26,15—26,20 усл. ед., образуются в результате опускания поверхностных вод пониженной плотности в системе антициклонической циркуляции и смещения (к востоку от м. Терпения) распресненных вод Восточно-Сахалинского течения с трансформированными тихоокеанскими водами.

В течение теплого периода постоянно происходит передача тепла и уменьшенного содержания солей от поверхности моря на нижележащие горизонты за счет динамических факторов (действия ветра, приливных течений и сопутствующих им факторов, а также интенсификации течений на периферии круговоротов вод). Немаловажную роль играет также адвекция вод, имеющих различные характеристики, из одних регионов моря в другие. Все это приводит к сглаживанию пространственных градиентов. На большей части акватории моря плотность вод на горизонте 50 м в июле и августе (см. рис. 4.52) изменяется от 26,35 до 26,55 усл. ед. Повышенная плотность вод в северо-западной части моря (следствие осенне-зимнего охлаждения и осолонения) в это время существенно увеличивается и превышает 26,6—26,7 усл. ед. На периферии моря выделяется зона пониженной плотности (см. рис. 4.52).

В сентябре и особенно в октябре за счет начинающегося осеннего выхолаживания поверхностных вод, приводящего к конвективному перемешиванию, на рассматриваемом горизонте происходит уменьшение плотности вод моря в прибрежных районах. Больше всего это заметно в северной и западной частях моря (см. рис. 4.52). Происходит также дальнейшее уменьшение пространственных градиентов.

В ноябре на поле плотности определяющее влияние оказывает температура воды. Понижение температуры воздуха над северной и центральной частями моря до  $-8...-14^{\circ}\text{C}$  приводит к интенсификации конвективного обмена. На горизонте 50 м образуются области максимальной плотности вод, местоположение которых можно ограничить изолинией 26,2 усл. ед. Возрастают также прибрежные градиенты плотности (см. рис. 4.52). В южной глубоководной части моря наблюдаются пониженные значения. Это, во-первых, связано с высоким теплоемкостью вод, заполняющих данную акваторию, что сдерживает конвективные процессы. Кроме того, здесь сравнительно высокая для этого периода года температура воздуха (до  $0-6^{\circ}\text{C}$ ).

В декабре на горизонте 50 м происходит перестройка поля плотности к зимнему состоянию. Максимум плотности (26,6—26,7 усл. ед.) перемещается в район проливов Курильской гряды (см. рис. 4.52) в связи с тем, что отрицательная температура воздуха приводит к понижению температуры поверхностного слоя прилегающих тихоокеанских вод. Конвективные процессы и вертикальный приливной обмен с нижележащими слоями обуславливают увеличение солёности.

На западной периферии моря благодаря конвективному обмену солёность понижается. На преобладающей части исследуемой акватории плотность

вод незначительно отличается от 26,4 усл. ед. (см. рис. 4.52).

На горизонте 100 м в зимнее время (январь—март) особенности поля плотности объясняются как векцией тихоокеанских вод, плотность которых как следует из рис. 4.53 а, превышает 26,6 усл. ед. По мере распространения тихоокеанских вод в северную часть моря и соответствующей их трансформации плотность вод уменьшается. Антициклонические круговороты вод над южной частью Глубоководной котловины и вблизи берегов п-ова Камчатка, в которых происходят нисходящие движения, также способствуют формированию пониженной плотности, не превышающей 26,37—26,50 усл. ед. (рис. 4.53 а).

Весной (апрель—июль) на горизонте 100 м южной и восточной частях моря характер распределения плотности вод не отличается от зимнего. В северной и северо-западной частях моря, освобожденных от ледяного покрова, отмечается максимальная для всего моря плотность, равная 26,8—26,9 усл. ед. (рис. 4.53 б).

В летнее время (июль—сентябрь) поле плотности на рассматриваемом горизонте в основных частях не отличается от весеннего (рис. 4.53 б и в). Однако адвекция и сопутствующие ей процессы, также вертикальный обмен приводят к возрастанию плотности на  $0,06-0,10$  усл. ед. на акватории заполненной трансформированными тихоокеанскими водами (южная и восточная части Охотского моря).

Осенью (октябрь—декабрь) на горизонте 100 м поле плотности неоднородно. На большей части моря значения плотности составляют 26,6 усл. ед. (рис. 4.53 г). Только в незначительных по протяженности районах зал. Шелихова, крайней северной западной части моря и у м. Терпения плотность понижается до 26,35—26,40 усл. ед.

На горизонте 200 м происходит уменьшение как пространственной, так и внутрисезонной изменчивости плотности вод.

Зимой (январь—март) поле плотности на рассматриваемом горизонте (как и на горизонте 100 м) полностью зависит от адвекции тихоокеанских вод, имеющих максимальные для всего моря значения плотности (до 26,80—26,85 усл. ед.). По мере приближения трансформированных тихоокеанских вод к берегам о. Сахалин и п-ова Камчатка и смешения их с собственно охотоморскими водами плотность уменьшается до 26,58—26,70 усл. ед. (рис. 4.54 а).

Весной и летом поля плотности вод на горизонте 200 м мало различимы (рис. 4.54 б и в). Имеющиеся расхождения, вероятно, связаны с разным количеством наблюдений в одних и тех же квадратах. Максимум плотности (до 26,80—26,84 усл. ед.) отмечается в северо-западной части моря и к востоку о. Сахалин, что является следствием осенне-зимнего охлаждения. Уменьшение плотности до 26,6—26,70 усл. ед. над южной частью Глубоководной котловины и вблизи п-ова Камчатка связано с погружением менее плотных вод в антициклонических круговоротах.

Осенью (октябрь—декабрь) на горизонте 200 м происходит повсеместное возрастание плотности вод, что особенно заметно в центральной и северных частях моря (рис. 4.54 г). Это связано с интенсификацией всех динамических процессов на акватории моря и начавшейся осенней конвекцией.

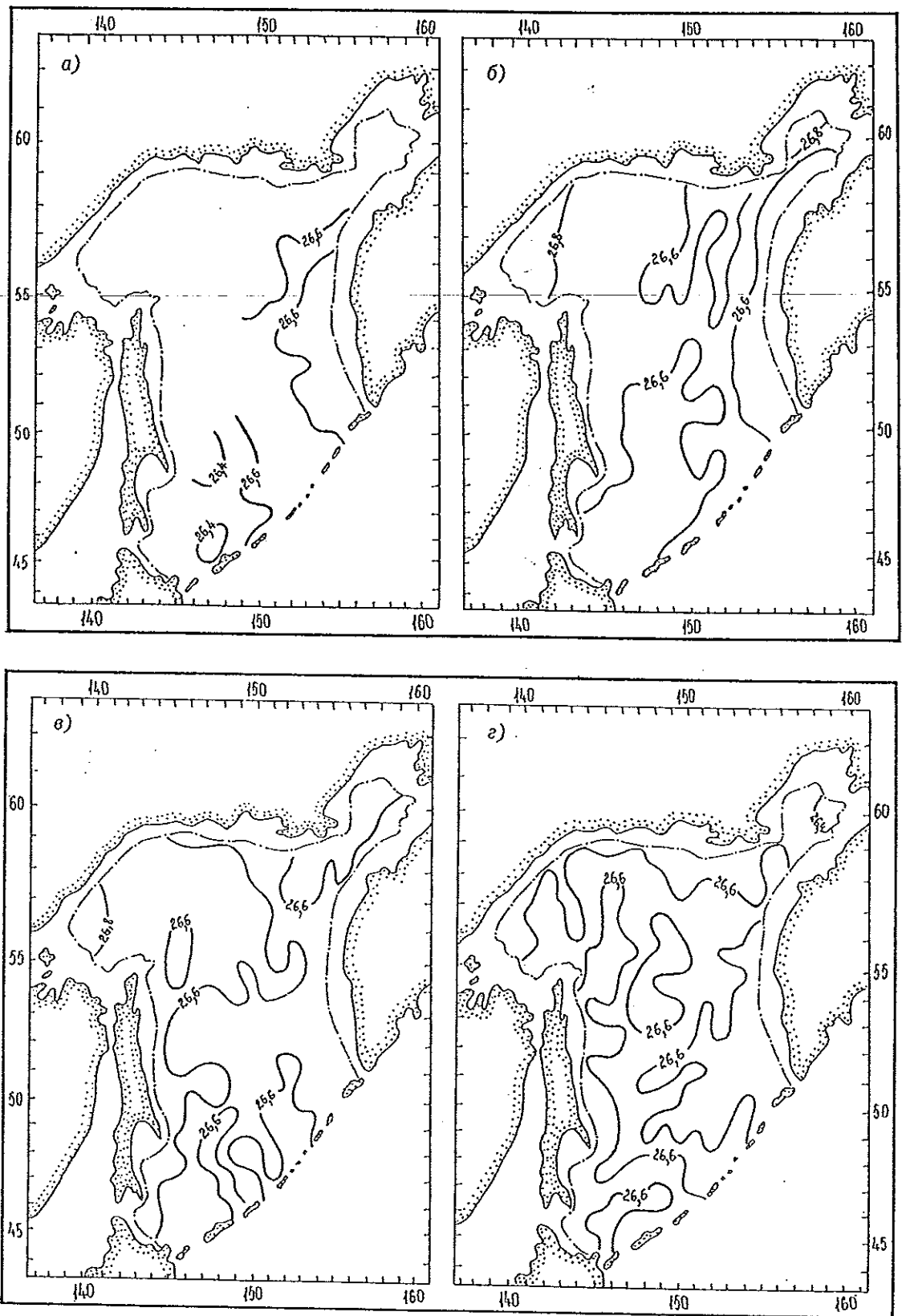


Рис. 4.53. Распределение плотности вод (усл. ед.) на горизонте 100 м в январе—марте (а), апреле—июне (б), июле—сентябре (в) и октябре—декабре (з).

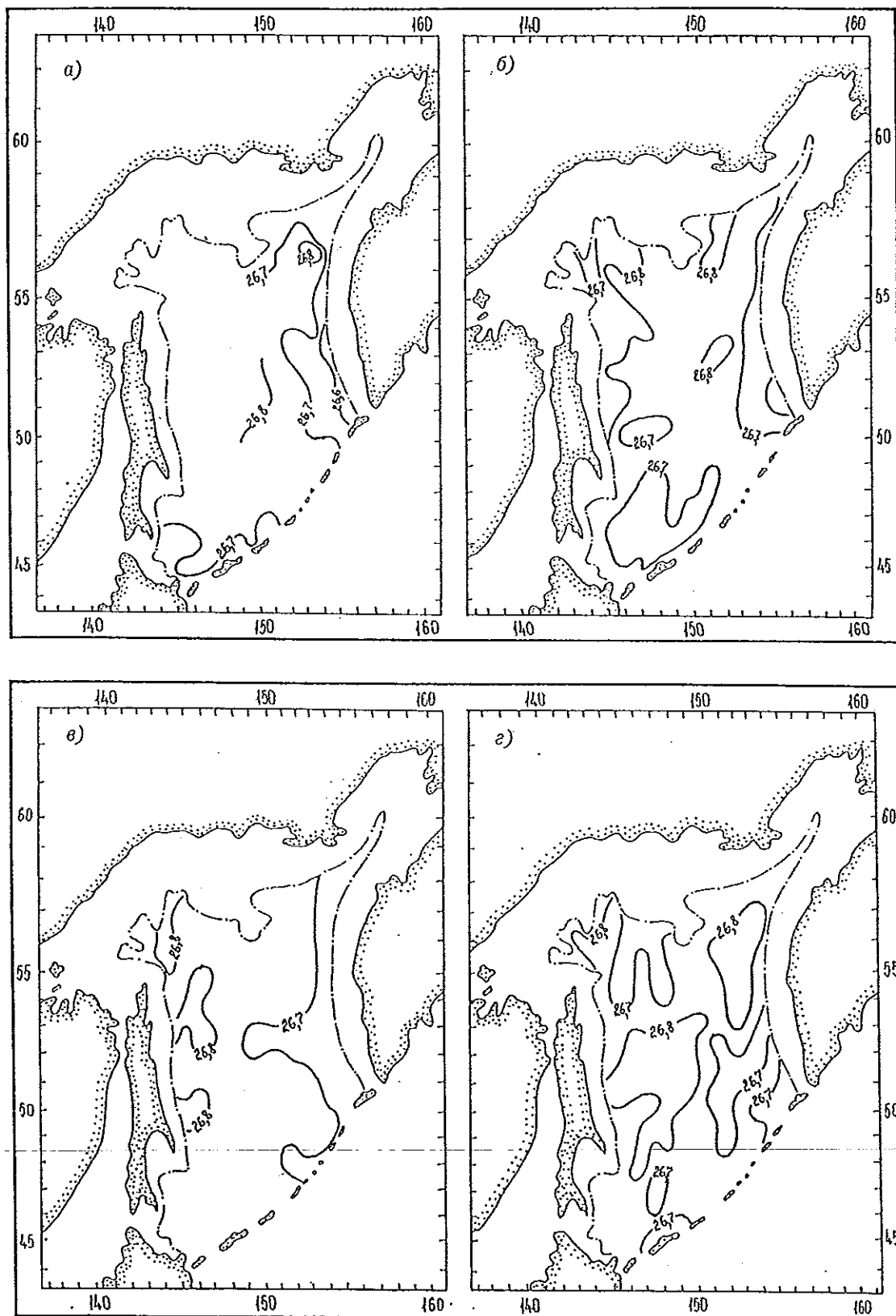


Рис. 4.54. Распределение плотности вод (усл. ед.) на горизонте 200 м в январе—марте (а), апреле—июне (б), июле—сентябре (с) и октябре—декабре (д).

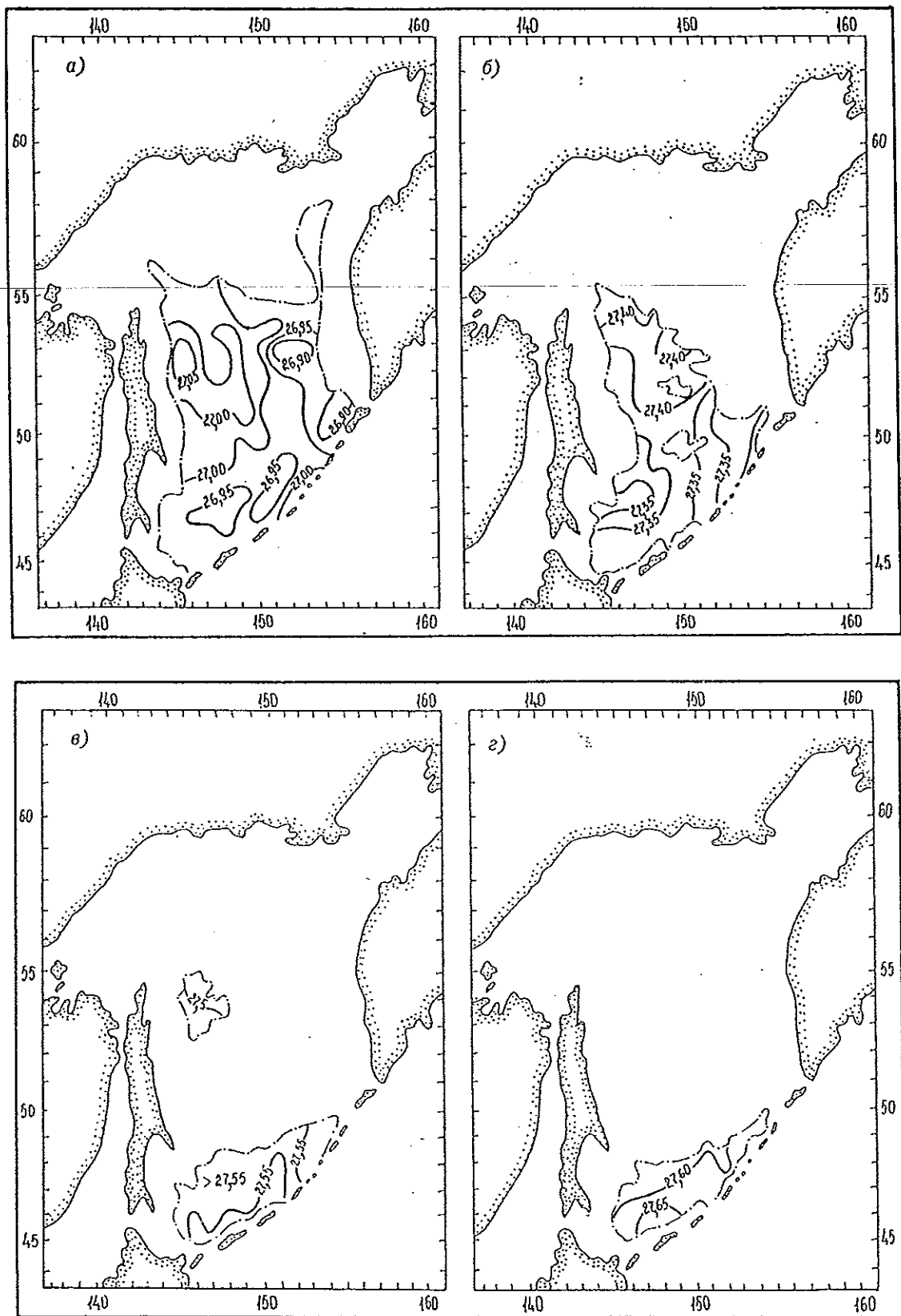


Рис. 4.55. Распределение плотности вод (усл. ед.) на горизонте 500 (а), 1000 (б), 1500 (в) и 2000 м (г).

На горизонте 500 м поле плотности находится под влиянием как внешних (адвективных) факторов, так и внутриводных динамических процессов. Поступающие в море тихоокеанские воды имеют повышенную плотность (до 26,98—27,00 усл. ед.). Антициклоническая циркуляция вод над южной частью Глубоководной котловины, а также конвергенция потока тихоокеанских вод на восточной периферии моря приводят к понижению плотности до 26,90—26,95 усл. ед. Циклонический круговорот в северной половине моря способствует подъему более плотных глубинных вод, которые здесь имеют значения более 27,00 усл. ед. (рис. 4.55 а).

На горизонте 1000 м причинно-следственные связи, влияющие на распределение плотности вод, такие же, как на горизонте 500 м. Наблюдающаяся частая перемежаемость значений связана с неравномерностью распределения исходных данных. В северной части моря область повышенной плотности (до 27,35—27,42 усл. ед.) связана с циклонической циркуляцией вод. В южной половине моря, где преобладает антициклоническая завихренность, плотность снижается до 27,30 усл. ед. (рис. 4.55 б).

На горизонтах 1500 и 2000 м, как следует из рис. 4.55 в и г, максимальные значения плотности приурочены к месту поступления тихоокеанских вод в море. По мере распространения их по акватории Глубоководной котловины плотность уменьшается.

#### 4.6. Водные массы Охотского моря

Водной массой, согласно А. Д. Добровольскому, называется некоторый сравнительно большой объем воды, формирующийся в определенном районе Мирового океана — очаге, источнике этой массы, обладающей в течение длительного времени постоянным и непрерывным распределением физических, химических и биологических характеристик, составляющих единый комплекс и распространяющихся как одно целое [32].

Для выделения водных масс применяется метод  $T, S$ -анализа, отличающийся наглядностью, достаточной точностью и, что особенно важно, позволяющий исключить погрешности наблюдений и расчетов.

Метод интерпретации океанологических наблюдений в виде  $T, S$ -кривых введен Хелланд-Хансеном [63]. Первые опыты их построения по данным многочисленных океанографических станций, охватывающих один и тот же, зачастую весьма обширный район, показал, что  $T, S$ -кривые обладают удивительным сходством и являются не только более консервативными характеристиками водных масс, чем вертикальные распределения солёности и температуры, но и более общими. Они отражают не только эти распределения, но и влияние релаксационных свойств, обусловленных происхождением водных масс. Процессы турбулентного теплообмена и диффузии модифицируют вертикальное распределение солёности и температуры, что проявляется в перемещении так называемого параметра  $z$  вдоль неизменных  $T, S$ -кривых [32].

В настоящей работе термохалинные индексы водных масс определены путем анализа  $T, S$ -кривых, построенных в каждом квадрате по материа-

лам средних многолетних месячных значений температуры и солёности вод Охотского моря на всех стандартных горизонтах, согласно аналитической теории  $T, S$ -кривых и определению границ между водными массами.

Для практического применения теории  $T, S$ -кривых Б. В. Штокман [61] сформулировал теоремы (правила). Они подробно интерпретированы О. И. Мамаевым [32].

На рис. 4.56 представлены наиболее характерные  $T, S$ -кривые северной части Охотского моря. Они свидетельствуют о том, что на мелководье данной акватории присутствуют только две водные массы: поверхностная, которая в теплое время года имеет максимальную для всей толщи вод температуру и наиболее низкую солёность, и придонная, являющаяся холодным промежуточным слоем с наиболее низкой температурой и максимальной солёностью.

В большинстве случаев водные массы, лежащие в верхнем 100-метровом слое и подверженные влиянию процессов, происходящих на поверхности океана (ветровое перемешивание, изменяющийся знак теплообмена с атмосферой и т. д.), исключаются из стационарного  $T, S$ -анализа, так как поверхностные ветви  $T, S$ -кривых от 0 до 100 м обычно имеют большой разброс, вызванный нестационарностью указанных процессов [32].

Однако исключение из рассмотрения деятельного слоя Охотского моря приведет к тому, что весьма интересная и значительная толща вод будет исключена из анализа. Кроме того, холодный промежуточный слой Охотского моря является неотъемлемой частью его гидрологического режима. Претерпевая внутрigoдовую изменчивость, он сохраняется практически в течение всего года. Вместе с тем подробное рассмотрение вариаций характеристик поверхностной водной массы необходимо для объяснения гидрологического состояния вод нижележащих горизонтов. Все это говорит о том, что целесообразно при некоторых допущениях рассмотреть водные массы и в деятельном слое Охотского моря.

Холодная промежуточная водная масса Охотского моря формируется в результате осенне-зимнего охлаждения моря, при котором температура воды понижается до точки замерзания. С появлением ледяного покрова происходит некоторое увеличение солёности воды, а также незначительно понижается ее температура. На момент максимального развития осенне-зимней конвекции, как следует из  $T, S$ -кривых квадратов 124 и 174 (см. рис. 4.56), ядро холодной промежуточной водной массы моря выклинивается на поверхность.

Весной по мере прогрева и распреснения тонкого поверхностного слоя, а также передачи тепла (за счет динамических и термодинамических процессов) на нижележащие горизонты данная водная масса становится промежуточным слоем, ядро которого — горизонт минимальной температуры воды. Следует подчеркнуть, что в Охотском море летний прогрев недостаточен для полного разрушения этого слоя. Наблюдается только внутрigoдовая изменчивость его вертикальной протяженности, а также характеристик ядра.

Поверхностная водная масса Охотского моря образуется, как правило, под действием радиационного прогрева вод, речного распреснения и атмосферных осадков. Ее распространение на нижележащие

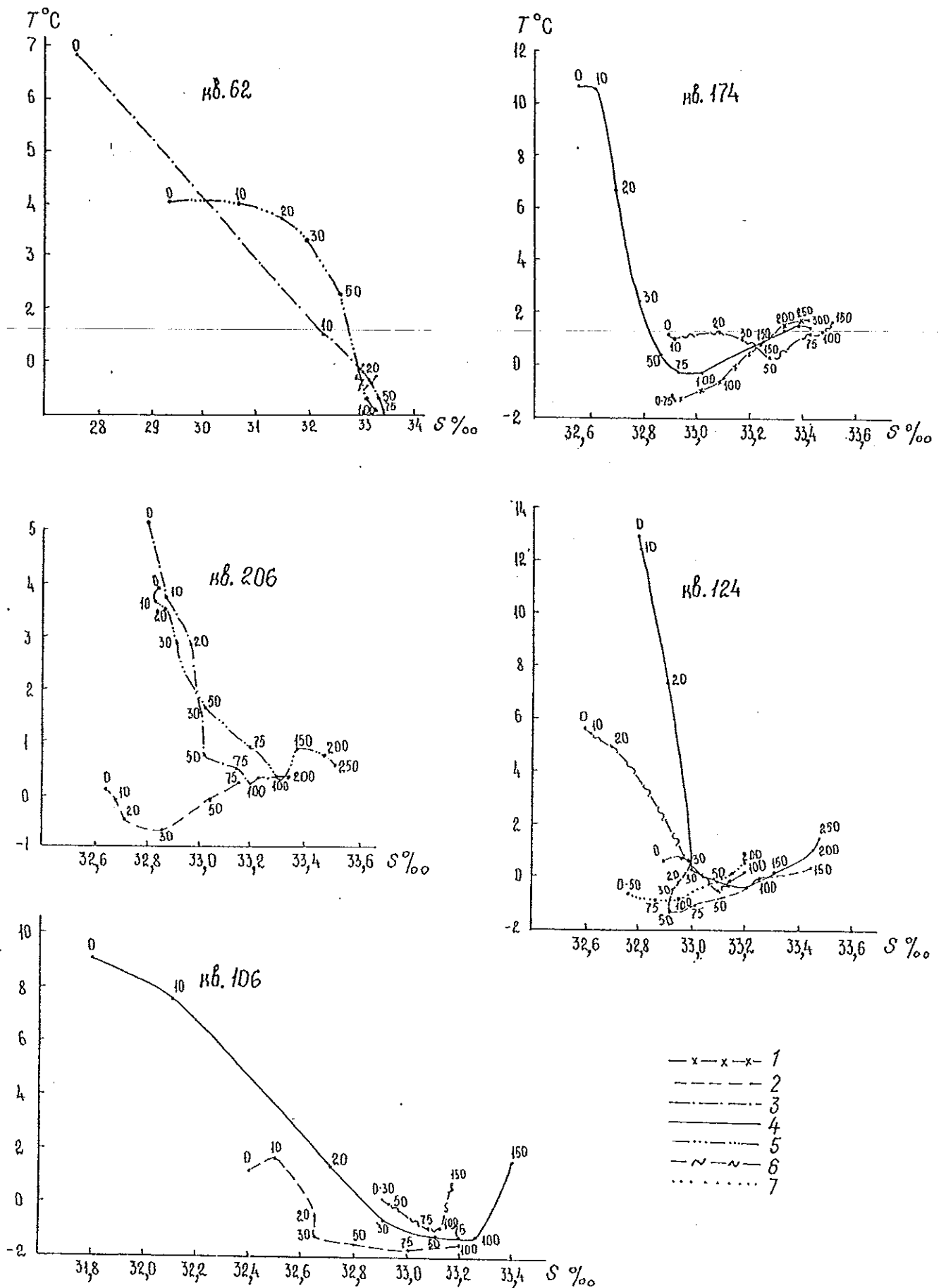


Рис. 4.56. Характерные T, S-кривые северной части Охотского моря.  
 1 — февраль; 2 — май; 3 — июль; 4 — август; 5 — октябрь; 6 — ноябрь; 7 — декабрь.

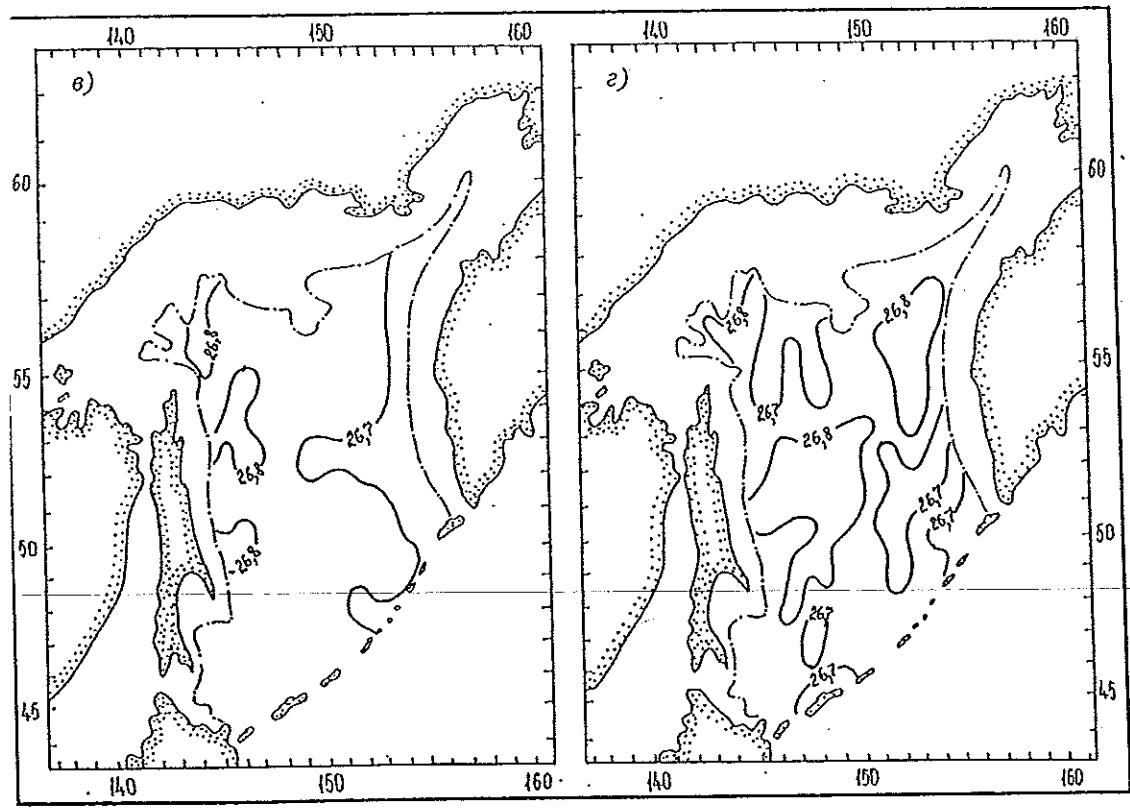
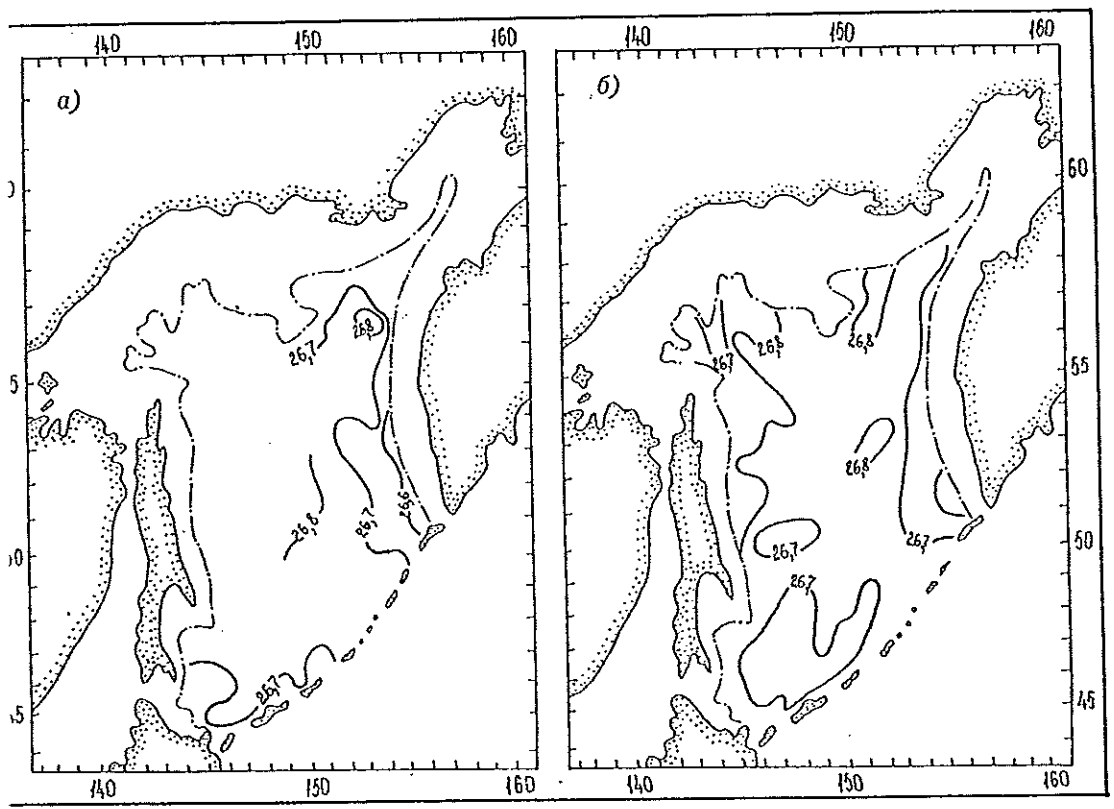


Рис. 4.54. Распределение плотности вод (усл. ед.) на горизонте 200 м в январе—марте (а), апреле—июне (б), июле—сентябре (в) и октябре—декабре (г).

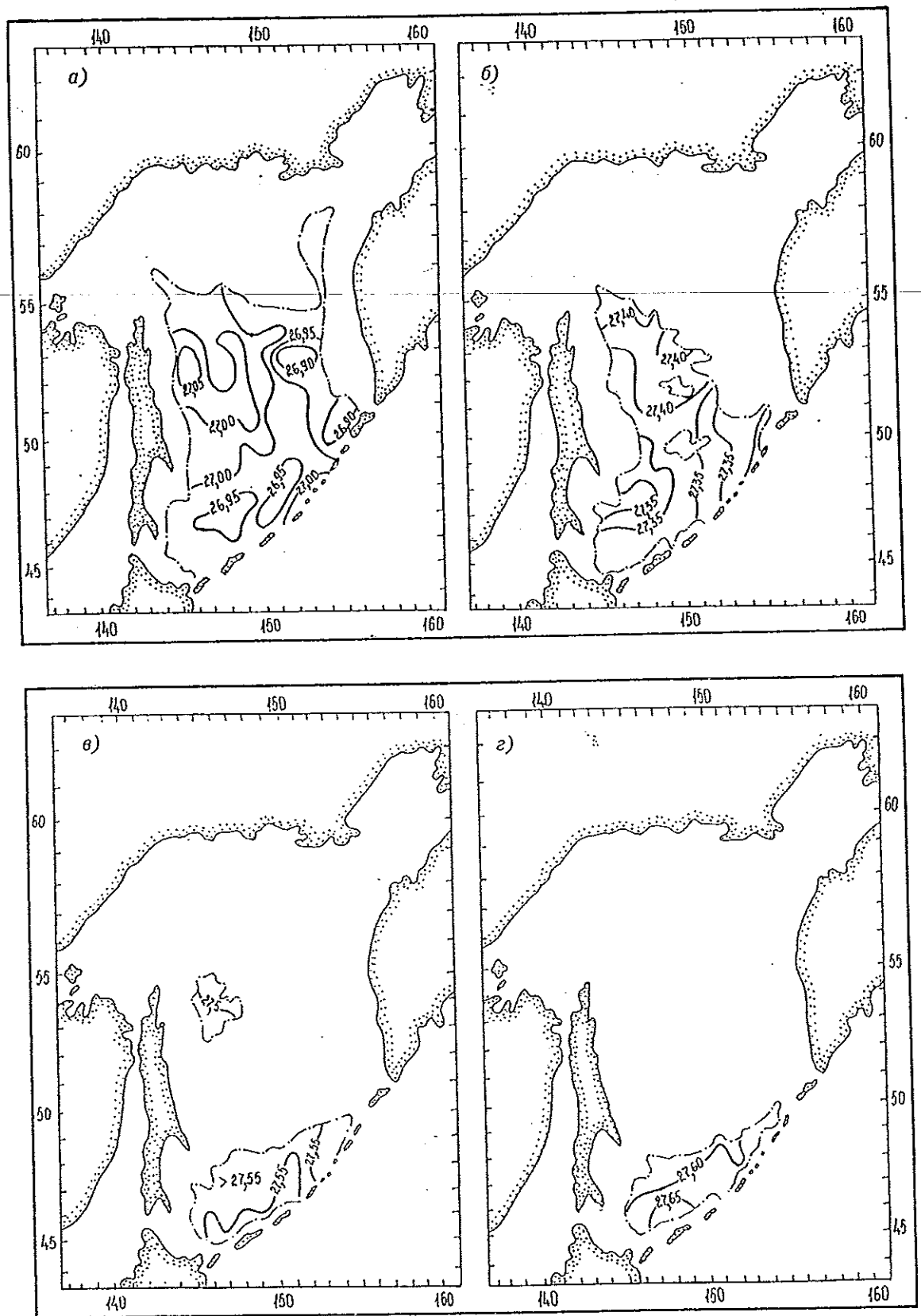


Рис. 4.55. Распределение плотности вод (усл. ед.) на горизонте 500 (а), 1000 (б), 1500 (г) и 2000 м (з).

На горизонте 500 м поле плотности находится под влиянием как внешних (адвективных) факторов, так и внутриводных динамических процессов. Поступающие в море тихоокеанские воды имеют повышенную плотность (до 26,98—27,00 усл. ед.). Антициклоническая циркуляция вод над южной частью Глубоководной котловины, а также конвергенция потока тихоокеанских вод на восточной периферии моря приводят к понижению плотности до 26,90—26,95 усл. ед. Циклонический круговорот в северной половине моря способствует подъему более плотных глубинных вод, которые здесь имеют значения более 27,00 усл. ед. (рис. 4.55 а).

На горизонте 1000 м причинно-следственные связи, влияющие на распределение плотности вод, такие же, как на горизонте 500 м. Наблюдающаяся частая перемежаемость значений связана с неравномерностью распределения исходных данных. В северной части моря область повышенной плотности (до 27,35—27,42 усл. ед.) связана с циклонической циркуляцией вод. В южной половине моря, где преобладает антициклоническая завихренность, плотность снижается до 27,30 усл. ед. (рис. 4.55 б).

На горизонтах 1500 и 2000 м, как следует из рис. 4.55 в и г, максимальные значения плотности приурочены к месту поступления тихоокеанских вод в море. По мере распространения их по акватории Глубоководной котловины плотность уменьшается.

#### 4.6. Водные массы Охотского моря

Водной массой, согласно А. Д. Добровольскому, называется некоторый сравнительно большой объем воды, формирующийся в определенном районе Мирового океана — очаге, источнике этой массы, обладающей в течение длительного времени постоянным и непрерывным распределением физических, химических и биологических характеристик, составляющих единый комплекс и распространяющихся как одно целое [32].

Для выделения водных масс применяется метод  $T, S$ -анализа, отличающийся наглядностью, достаточной точностью и, что особенно важно, позволяющий исключить погрешности наблюдений и расчетов.

Метод интерпретации океанологических наблюдений в виде  $T, S$ -кривых введен Хелланд-Хансеном [63]. Первые опыты их построения по данным многочисленных океанографических станций, охватывающих один и тот же, зачастую весьма обширный район, показал, что  $T, S$ -кривые обладают удивительным сходством и являются не только более консервативными характеристиками водных масс, чем вертикальные распределения солёности и температуры, но и более общими. Они отражают не только эти распределения, но и влияние релаксационных свойств, обусловленных происхождением водных масс. Процессы турбулентного теплообмена и диффузии модифицируют вертикальное распределение солёности и температуры, что проявляется в перемещении так называемого параметра  $z$  вдоль неизменных  $T, S$ -кривых [32].

В настоящей работе термохалинные индексы водных масс определены путем анализа  $T, S$ -кривых, построенных в каждом квадрате по материа-

лам средних многолетних месячных значений температуры и солёности вод Охотского моря на всех стандартных горизонтах, согласно аналитической теории  $T, S$ -кривых и определению границ между водными массами.

Для практического применения теории  $T, S$ -кривых Б. В. Штокман [61] сформулировал теоремы (правила). Они подробно интерпретированы О. И. Мамаевым [32].

На рис. 4.56 представлены наиболее характерные  $T, S$ -кривые северной части Охотского моря. Они свидетельствуют о том, что на мелководье данной акватории присутствуют только две водные массы: поверхностная, которая в теплое время года имеет максимальную для всей толщи вод температуру и наиболее низкую солёность, и придонная, являющаяся холодным промежуточным слоем с наиболее низкой температурой и максимальной солёностью.

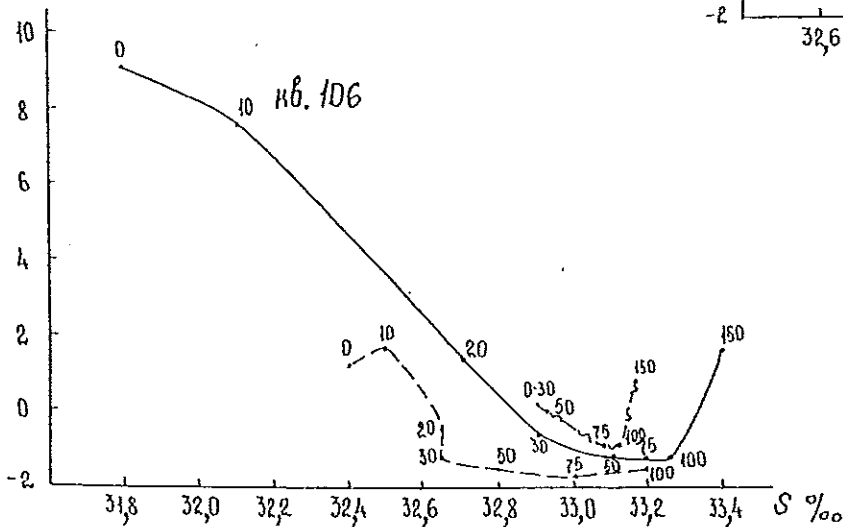
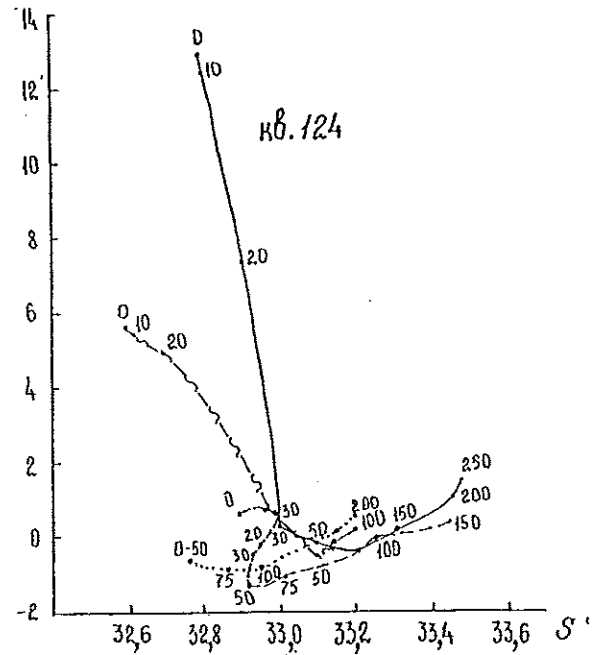
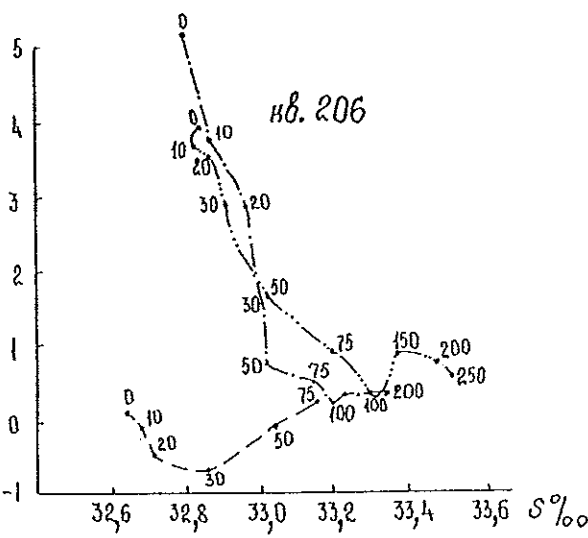
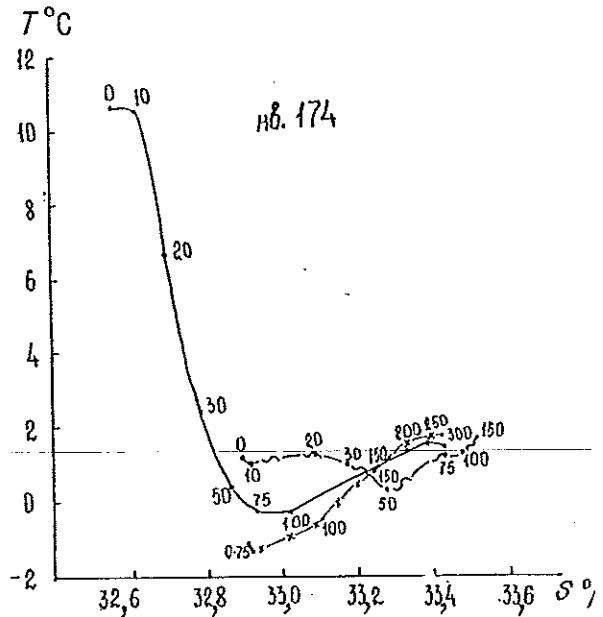
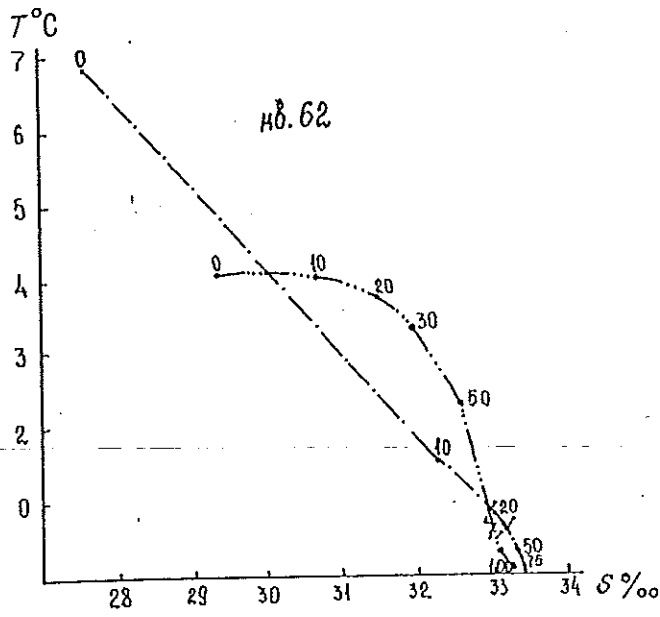
В большинстве случаев водные массы, лежащие в верхнем 100-метровом слое и подверженные влиянию процессов, происходящих на поверхности океана (ветровое перемешивание, изменяющийся знак теплообмена с атмосферой и т. д.), исключаются из стационарного  $T, S$ -анализа, так как поверхностные ветви  $T, S$ -кривых от 0 до 100 м обычно имеют большой разброс, вызванный нестационарностью указанных процессов [32].

Однако исключение из рассмотрения деятельного слоя Охотского моря приведет к тому, что весьма интересная и значительная толща вод будет исключена из анализа. Кроме того, холодный промежуточный слой Охотского моря является неотъемлемой частью его гидрологического режима. Претерпевая внутрigoдовую изменчивость, он сохраняется практически в течение всего года. Вместе с тем подробное рассмотрение вариаций характеристик поверхностной водной массы необходимо для объяснения гидрологического состояния вод нижележащих горизонтов. Все это говорит о том, что целесообразно при некоторых допущениях рассмотреть водные массы и в деятельном слое Охотского моря.

Холодная промежуточная водная масса Охотского моря формируется в результате осенне-зимнего охлаждения моря, при котором температура воды понижается до точки замерзания. С появлением ледяного покрова происходит некоторое увеличение солёности воды, а также незначительно понижается ее температура. На момент максимального развития осенне-зимней конвекции, как следует из  $T, S$ -кривых квадратов 124 и 174 (см. рис. 4.56), ядро холодной промежуточной водной массы моря выклинивается на поверхность.

Весной по мере прогрева и распреснения тонкого поверхностного слоя, а также передачи тепла (за счет динамических и термодинамических процессов) на нижележащие горизонты данная водная масса становится промежуточным слоем, ядро которого — горизонт минимальной температуры воды. Следует подчеркнуть, что в Охотском море летний прогрев недостаточен для полного разрушения этого слоя. Наблюдается только внутрigoдовая изменчивость его вертикальной протяженности, а также характеристик ядра.

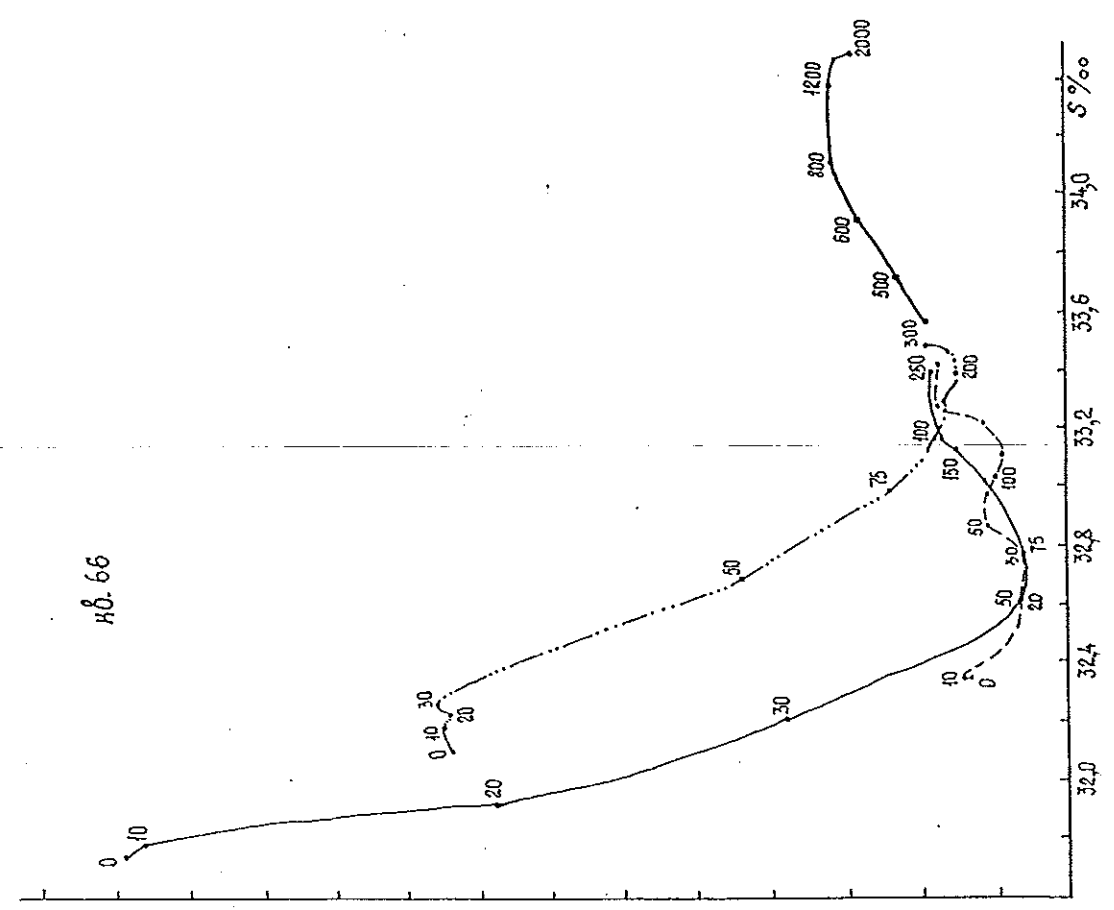
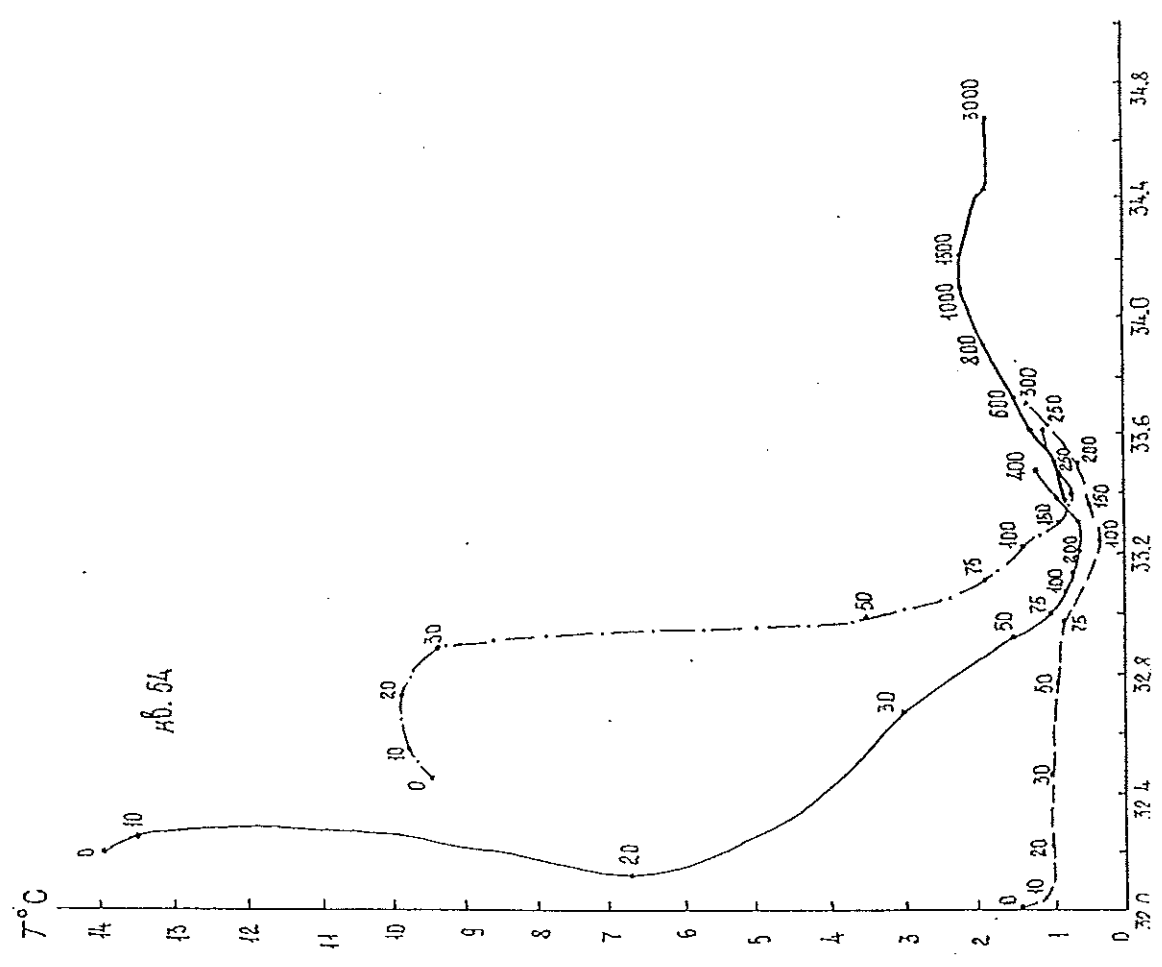
Поверхностная водная масса Охотского моря образует, как правило, под действием радиационного прогрева вод, речного распреснения и атмосферных осадков. Ее распространение на нижележащие

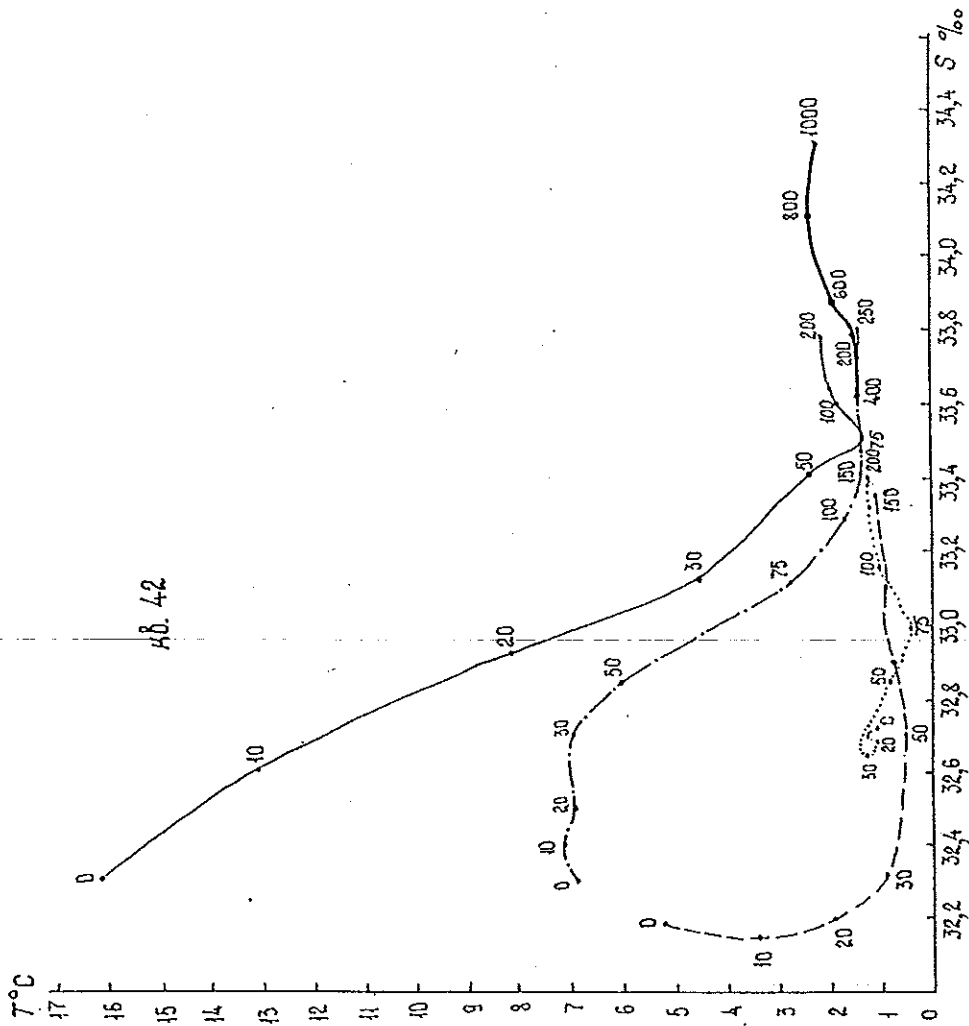
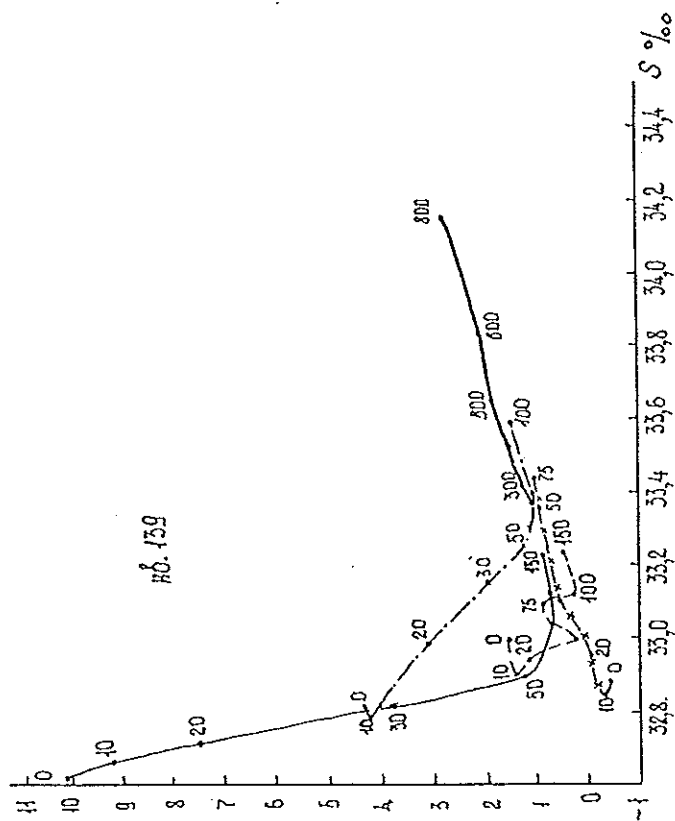
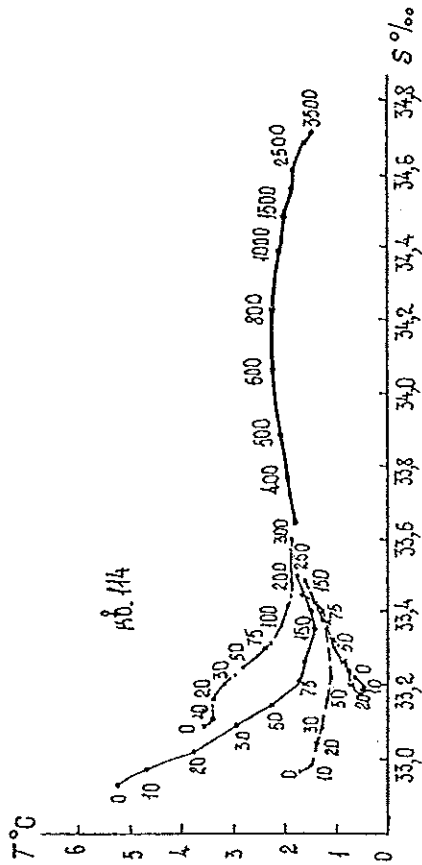


- x — x — x — 1
- — — — — 2
- · — · — · — 3
- — — — — 4
- · — · — · — 5
- ~ — ~ — ~ — 6
- · · · · 7

Рис. 4.56. Характерные  $T, S$ -кривые северной части Охотского моря.  
 1 — февраль; 2 — май; 3 — июль; 4 — август; 5 — октябрь; 6 — ноябрь; 7 — декабрь.

32,2 32,4 32,6 32,8 33,0 33,2 33,4 33,6 33,8 34,0 34,2 34,4 S ‰





оризонты осуществляется в основном за счет ветрового перемешивания, вертикального и бокового приливного обмена характеристик, адвекции из соседних регионов моря и интенсификации обменных процессов на границах отдельных звеньев циркуляции вод.

На акваториях, покрытых зимою льдом, поверхностная водная масса наблюдается с момента исчезновения льда и до образования нового ледяного покрова. В остальной части моря она существует с начала повышения температуры воды в весеннее время и до момента окончательного разрушения прогретого поверхностного слоя.

Котловину в южной части моря заполняют четыре водные массы. Особенно наглядно это проявляется в квадратах 54, 66 и 114 (рис. 4.57).

Холодная промежуточная водная масса имеет здесь температуру (см. рис. 4.57) не ниже  $-0,7...0,5^{\circ}\text{C}$ , причем отрицательная температура характерна только для западной половины этой части моря.

Следующая по вертикали водная масса — глининая, главной особенностью которой является наличие глубинного максимума температуры (см.

рис. 4.57). Соленость в ней повсеместно возрастает с глубиной. Формируется она в Тихом океане, а в Охотское море проникает через глубоководные проливы Курильской гряды.

Придонная водная масса характеризуется более низкой (по сравнению с глубинной) температурой и максимальной (для всей исследуемой акватории) соленостью (см. рис. 4.57). Слабый водообмен Охотского моря с Тихим океаном в придонных слоях (сообщение происходит только через глубоководный желоб прол. Буссоля) является причиной существования здесь незначительных пространственных градиентов гидрологических характеристик.

Что касается поверхностной водной массы, то, как отмечалось, она наблюдается на акватории моря только в теплое время года. Ее ядро находится на поверхности. В зависимости от времени года и географического положения температура этой водной массы изменяется от  $-1,0...-1,5$  до  $16,5-17,0^{\circ}\text{C}$ , а соленость (если не учитывать лиманы рек и узкую прибрежную часть моря) — от  $22,00-24,00$  до  $33,27-33,50\text{‰}$ . Положение нижней границы в отдельные сезоны года будет рассмотрено при анализе

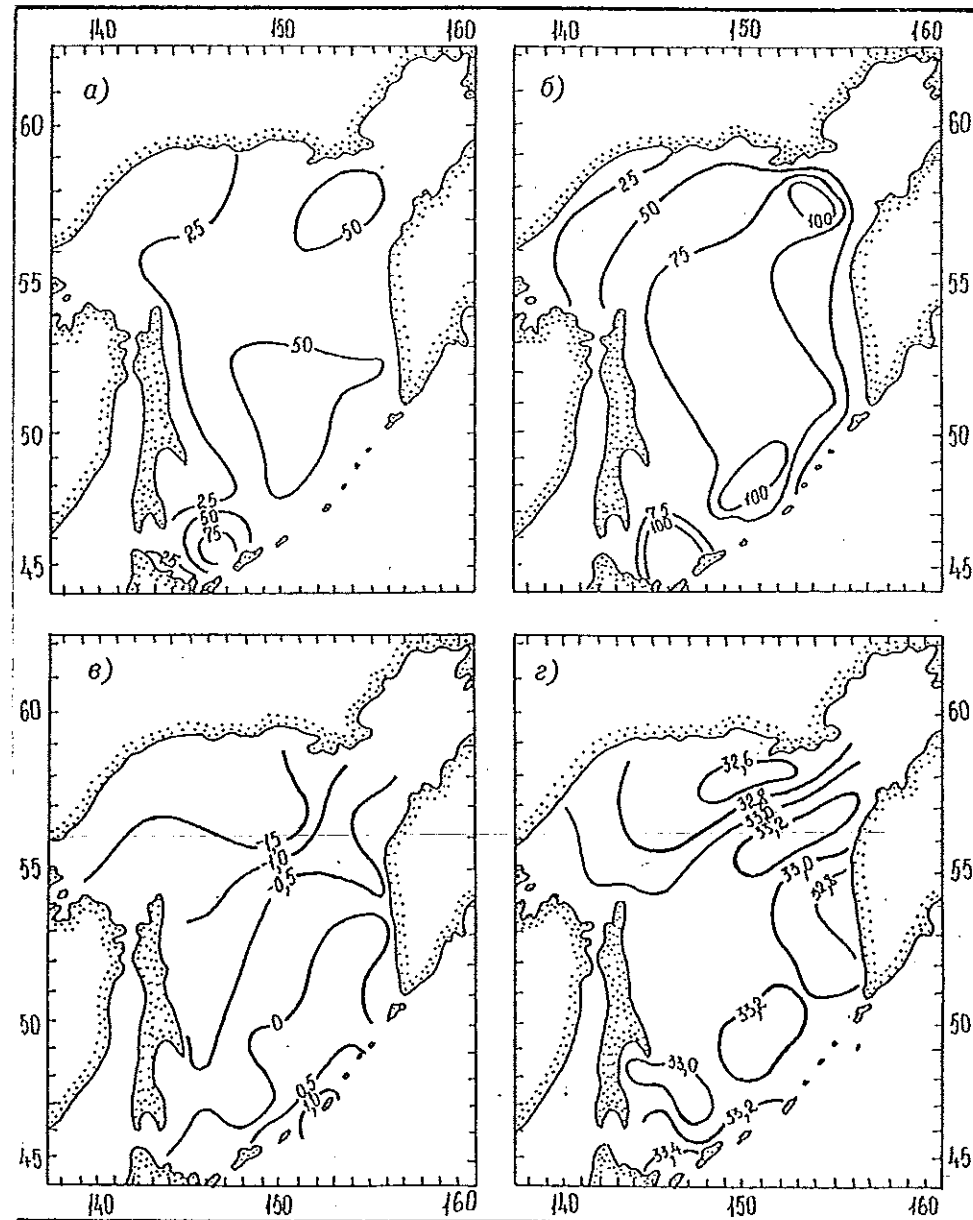


Рис. 4.58. Распределение основных характеристик холодной промежуточной водной массы Охотского моря весенней модификации.

а — верхняя граница, м; б — глубина залегания ядра, м; в — температура ядра,  $^{\circ}\text{C}$ ; г — соленость ядра,  $\text{‰}$ .

холодной промежуточной водной массы Охотского моря.

В зимнее время стирается грань между поверхностной и холодной промежуточной водными массами Охотского моря. Возникшая в процессе осенне-зимней конвекции эта водная масса зимой характеризуется наиболее низкой для всего года температурой воды. В районах с ледяным покровом слияние поверхностной и промежуточной водных масс происходит с момента начала его образования, а на остальной акватории моря — сразу после разрушения верхнего прогретого слоя воды. Ядро переохлажденной водной массы располагается на поверхности. Его характеристики представлены на ежемесячных картах пространственно-временного распределения температуры и солености воды.

С началом весеннего прогрева и распреснения поверхностных вод конфигурация  $T, S$ -кривых дает возможность установить верхнюю границу холодной промежуточной водной массы Охотского моря весенней модификации. Как следует из рис. 4.58 *a*, она наиболее заглублена (до 50—75 м) в зоне распространения трансформированных тихоокеанских

вод (центральная и южная глубоководные части моря). Абсолютный максимум (75 м) находится в районе антициклонической циркуляции, приводящей к нисходящим движениям трансформированных в Курильских проливах тихоокеанских вод. Заглубление до 60 м наблюдается на входном заливе Шелихова с его интенсивным вертикальным боковым приливным перемешиванием, способствующим передаче температуры и солености поверхностных вод на нижележащие горизонты. В сравнительно спокойной западной части моря глубина залегания не превышает 20—30 м.

Топография ядра весенней модификации холодного промежуточного слоя (рис. 4.58 *b*) в основном отличается от топографии верхней границы данной водной массы.

Температура в ядре холодной промежуточной водной массы весенней модификации (рис. 4.58 *в*) изменяется от  $-1,5 \dots -1,8$  до  $0,5 \dots 1,0$  °C. Наиболее низкая температура наблюдается в северо-западной части моря, отличающейся суровыми метеорологическими условиями и максимальной продолжительностью существования ледяного покрова.

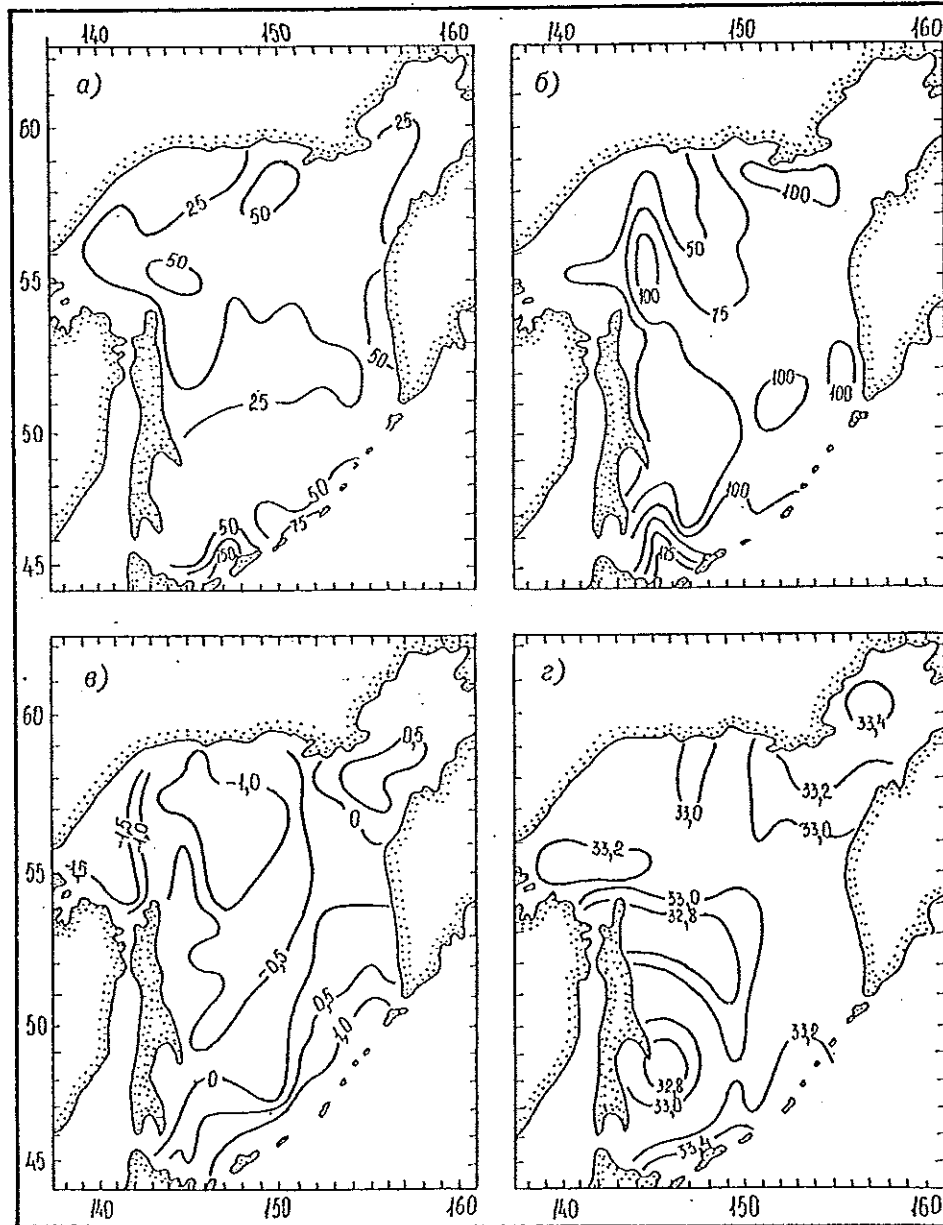


Рис. 4.59. Распределение основных характеристик холодной промежуточной водной массы Охотского моря летней модификации.

*a* — верхняя граница, м; *b* — глубина залегания ядра, м; *v* — температура ядра, °C; *z* — соленость ядра, ‰.

с-  
д-  
й  
г-  
н-  
ла-  
о.

направлению к п-ову Камчатка и Курильской островной гряде температура возрастает. Это связано с адвекцией и распространением теплых тихоокеанских вод.

Соленость ядра этой водной массы (рис. 4.58 *г*) изменяется от 32,50 до 33,25 ‰. Наиболее солеными являются трансформированные тихоокеанские воды. По мере их распространения в море соленость уменьшается. Пониженная соленость на периферии моря — одна из основных черт гидрологического режима Охотского моря — связана с влиянием материкового стока. Ее увеличение вблизи Шантарских островов объясняется вертикальным приливным обменом.

В летнее время увеличение прогрева вод и динамические процессы (ветровое волнение, адвекция вод из соседних регионов, приливные и неперIODические движения) приводят к перемещению верхней границы холодной промежуточной водной массы (рис. 4.58 *а* и 4.59 *а*). В северной части моря она опускается примерно на 10 м, а в юго-восточной и крайней южной — на 30—75 м. В то же время в

центральной части моря верхняя граница приподнимается на 20—30 м.

Примерно на 20—30 м в летнее время возрастают глубины залегания ядра холодной промежуточной водной массы в северной и центральной частях моря. Однако во всех динамически активных районах моря существенных изменений не происходит (рис. 4.58 *б* и 4.59 *б*).

В летнее время наиболее изменчива температура ядра данной водной массы в проливах Курильской гряды и прилегающей к ним акватории, а также на входе в зал. Шелихова. В этих районах (рис. 4.58 *в* и 4.59 *в*) температура возрастает на 0,5—0,7 °С. На всей остальной акватории моря распределение температуры находится в тесной связи с крупномасштабным движением вод. Так, наиболее низкая температура приурочена к циклоническим круговоротам (крайняя северо-западная часть, центр северной части, а также центр моря), а в области антициклонической циркуляции к северу от м. Елизаветы температура по сравнению с весенним периодом возрастает на 0,5—0,7 °С.

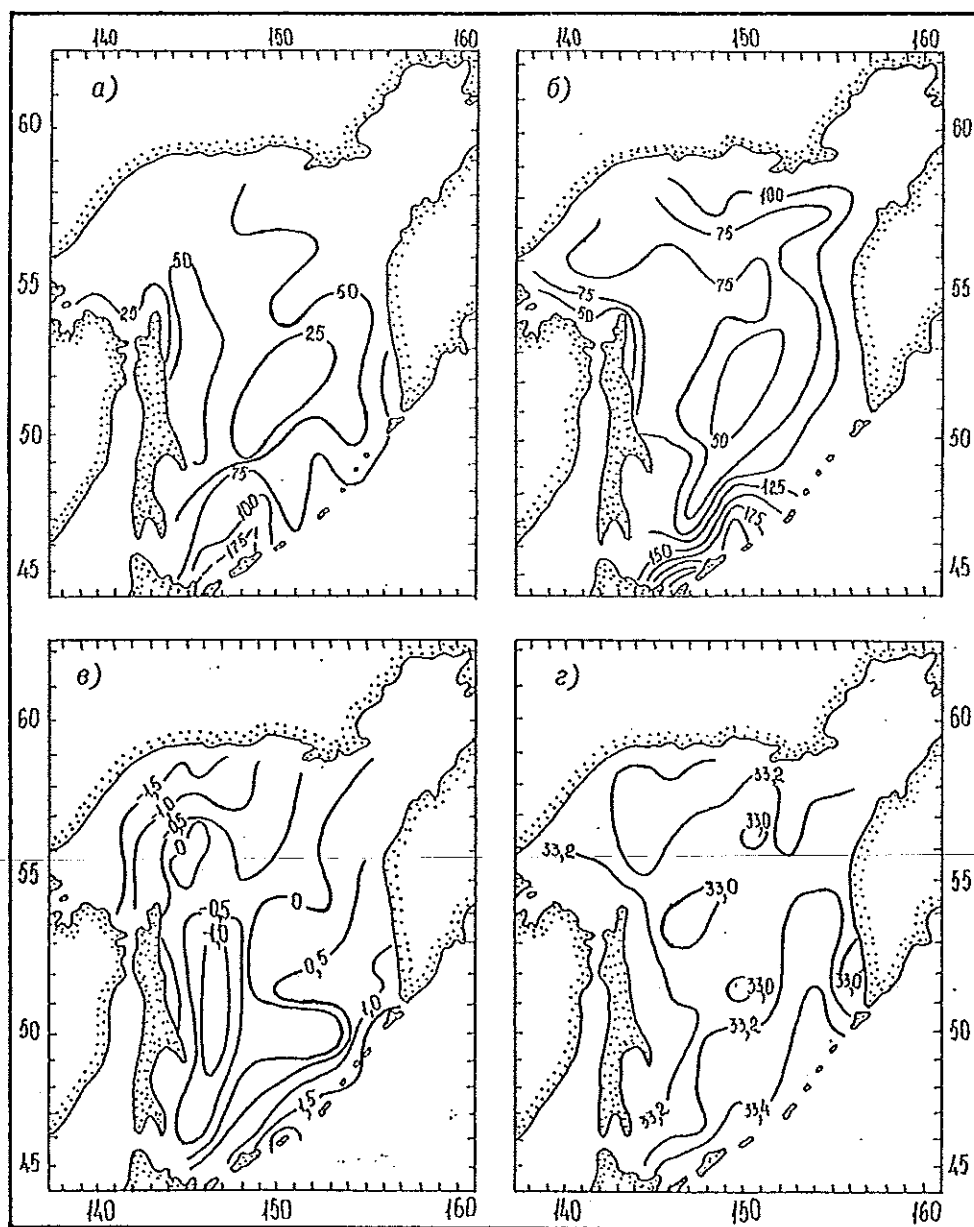


Рис. 4.60. Распределение основных характеристик холодной промежуточной водной массы Охотского моря осенней модификации.

*а* — верхняя граница, м; *б* — глубина залегания ядра, м; *в* — температура ядра, °С; *г* — соленость ядра, ‰.

Соленость ядра холодной промежуточной водной массы изменяется в летнее время от 32,5 до 33,6 ‰ в тесной связи с топографией ее верхней границы. Если верхняя граница приближается к поверхности моря, то соленость уменьшается и наоборот. Исключением является только зал. Шелихова. Здесь по сравнению с весенним состоянием соленость повсеместно выше, что объясняется интенсивным приливным перемешиванием вод ядра и нижележащих горизонтов.

Осенняя термическая конвекция заглубляет (на преобладающей части акватории) верхнюю границу холодной промежуточной водной массы на 25—30 м. Исключение составляют центральная часть моря и шельф северной части о. Сахалин, где по сравнению с летним периодом изменений нет (рис. 4.60 а). Заглубляется также ядро этой водной массы, что наиболее ярко проявляется на периферии моря (рис. 4.60 б). Однако в центральной части моря, где существует циклонический круговорот вод, ядро поднимается.

По распределению температуры в ядре холодной промежуточной водной массы осенью отчетливо

видно тепляющее воздействие тихоокеанских вод, температура которых в проливах Курильской гряды достигает 1,5—2,0 °С. За счет адвективных процессов исчезает также отрицательная температура в восточной части моря (рис. 4.60 в). Подъем глубинных вод приводит к положительной аномалии в районе банки Кашеварова. Уменьшаются и площади областей с температурой ниже -1,0 °С. В то же время отрицательная температура воздуха над северной и северо-западной частями моря является причиной интенсификации конвекции. Поэтому температура в ядре здесь понижается до -1,7 ... -1,9 °С (см. рис. 4.60 в).

Соленость ядра холодной промежуточной водной массы в осенний период изменяется от 32,7 до 33,6 ‰. Максимум относится к тихоокеанским водам, а с их распространением по акватории моря и трансформацией соленость уменьшается. Минимум отмечается вблизи берегов о. Сахалин, что является следствием вертикального обмена с поверхностными распресненными водами (рис. 4.60 г).

Среднее годовое положение нижней границы холодной промежуточной водной массы одновременно

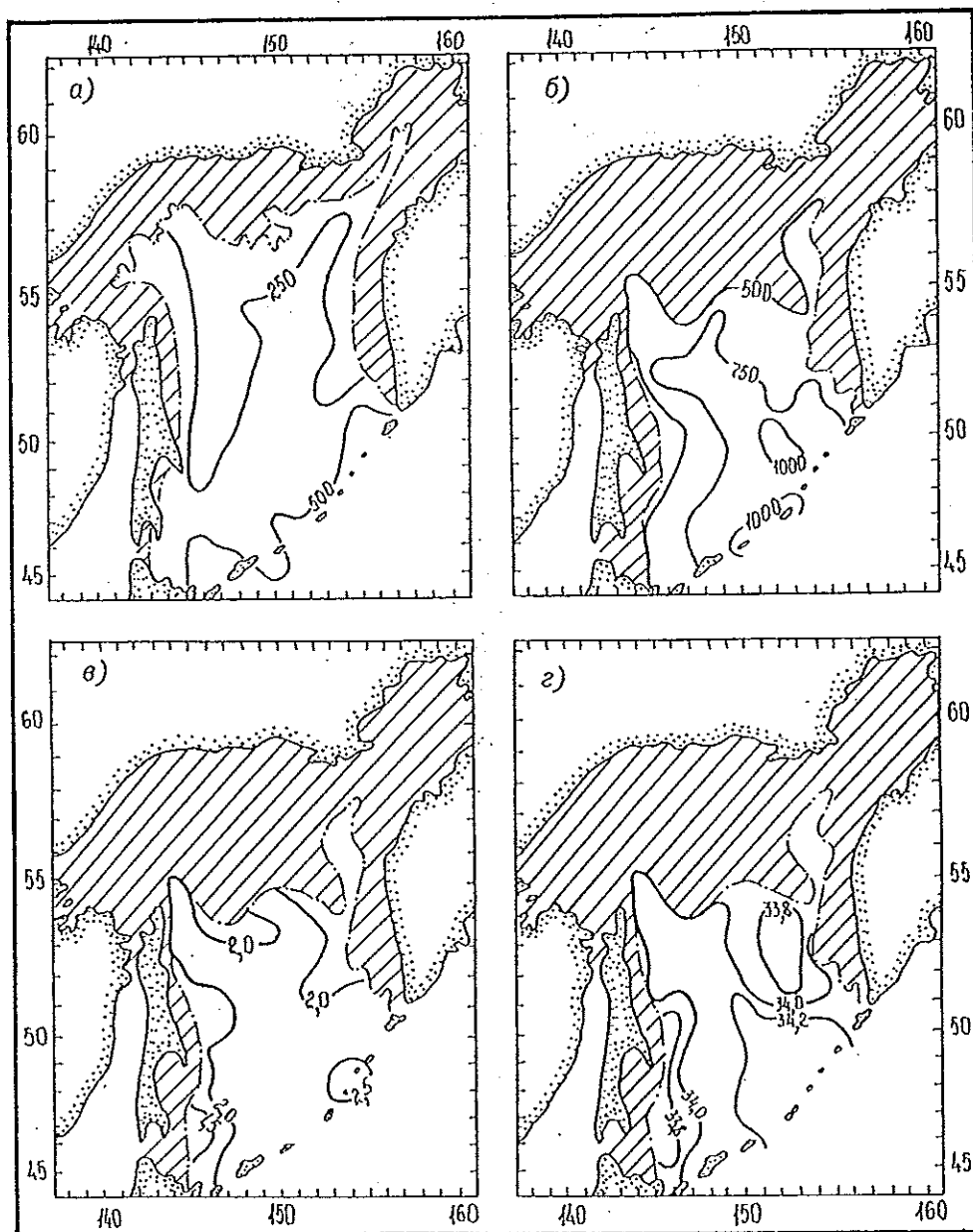


Рис. 4.61. Распределение основных характеристик глубинной водной массы Охотского моря. а — верхняя граница, м; б — глубина залегания ядра, м; в — температура ядра, °С; г — соленость ядра, ‰. Заштрихованы районы, где данная водная масса отсутствует.

является верхней границей глубинной водной массы. Как следует из рис. 4.61 а, граница эта максимально заглублена у островов Курильской гряды (до 500—600 м), а по мере продвижения тихоокеанских вод в северную часть моря она выклинивается до горизонта 200—250 м.

Ядро глубинной водной массы помещается на глубинах от 500 до 1000—1200 м (рис. 4.61 б). Максимум приурочен к тихоокеанским водам, которые поступают в море через проливы Буссоль и Крузенштерна.

Главная особенность глубинной водной массы — наличие в ней глубинного максимума температуры тихоокеанского происхождения, значения в котором изменяются от 1,3—1,5 до 2,5 °С (рис. 4.61 в). По мере распространения тихоокеанских вод по акватории моря и соответственно их смешения с водами Охотского моря температура уменьшается. Минимум в крайней южной части моря является, вероятно, следствием опускания более холодных вышележащих вод в системе антициклонической циркуляции.

Соленость ядра глубинной водной массы находится в пределах 33,6—34,4 ‰ (рис. 4.61 г); ее распределение подобно распределению температуры.

Придонная водная масса Охотского моря образуется в результате трансформации тихоокеанских вод, поступающих через глубоководные Курильские проливы. Ее верхняя граница, представленная

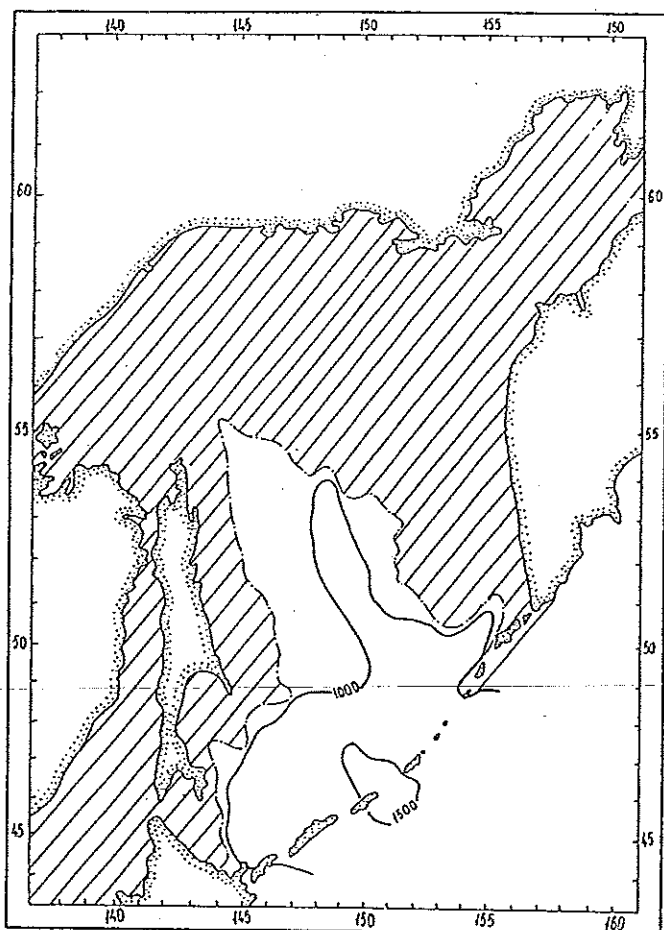


Рис. 4.62. Положение верхней границы придонной водной массы Охотского моря, м. Заштрихованы районы, где данная водная масса отсутствует.

на рис. 4.62, наиболее заглублена вблизи прол. Буссоль. В северо-западной части моря она находится на горизонте 800—1000 м.

Ядро придонной водной массы располагается на дне южной части Глубоководной котловины Охотского моря. Температура здесь не превышает 1,8—1,9 °С, а соленость варьирует в пределах от 34,6 до 34,7 ‰.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абузяров З. К., Шамраев Ю. И. Морские гидрологические информации и прогнозы. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 219 с.
2. Атлас солености воды Охотского моря. — Владивосток: ДВНИГМИ, 1975. — 103 с.
3. Баталин А. М., Васюкова Н. Г. Опыт расчета теплового баланса Охотского моря // Тр. Океанографической комиссии АН СССР. — 1960. — Т. 7. — С. 37—51.
4. Белкин И. М. Контроль редактирования океанографических данных (основные принципы) // Тр. ВНИИГМИ—МЦД. — 1984. — Вып. 113. — С. 108—113.
5. Богданов К. Т. Гидрологические условия пролива Фриза в летнее время // Океанографические исследования. — 1958. — № 19. — С. 95—104.
6. Бруевич С. В., Богоявленский А. Н., Мокиевская В. В. Гидрохимическая характеристика Охотского моря // Тр. ИОАН. — 1960. — Т. 42. — С. 125—198.
7. Булгаков Н. П. Конвекция в океане. — М.: Наука, 1975. — 272 с.
8. Веселова Л. Е. О коэффициенте вертикальной теплопроводности в Охотском море // Тр. ДВНИГМИ. — 1972. — Вып. 37. — С. 29—33.
9. Веселова Л. Е. Пространственное распределение температуры поверхностного слоя воды Охотского моря // Тр. ДВНИГМИ. — 1972. — Вып. 37. — С. 13—28.
10. Веселова Л. Е. К методике краткосрочного прогноза температуры воды у западного побережья Камчатки // Тр. ДВНИГМИ. — 1974. — Вып. 45. — С. 3—14.
11. Веселова Л. Е. Особенности годового хода температуры воды на поверхности в южной части Охотского моря // Тр. ДВНИГМИ. — 1975. — Вып. 50. — С. 38—56.
12. Веселова Л. Е., Будаева В. Д. О возможности применения динамико-статистического метода для долгосрочных прогнозов температуры воды в южной части Охотского моря // Тр. ДВНИГМИ. — 1975. — Вып. 50. — С. 57—65.
13. Винокурова Т. Т. О распределении природной температуры воды у западного побережья Камчатки // Изв. ТИНРО. — 1964. — Т. 55. — С. 165—174.
14. Винокурова Т. Т. Изменчивость температурных условий вод в северной части Охотского моря // Изв. ТИНРО. — 1965. — Т. 59. — С. 14—26.
15. Воронина В. Ф. Атлас ежемесячной повторяемости (в днях) циклонов у Земли. Ч. 2. 1972-85 гг. — Владивосток: ДВНИГМИ, 1989. — 200 с.
16. Воронина В. Ф., Куксова Н. И. Особенности атмосферных процессов над северной частью Тихого океана в 1983 г. // Тр. ДВНИИ. — 1987. — Вып. 129. — С. 47—57.
17. Воронина В. Ф., Куксова Н. И. Особенности атмосферных процессов над северной частью Тихого океана в 1982 г. // Тр. ДВНИИ. — 1987. — Вып. 127. — С. 6—31.
18. Глагольева В. М., Ковалев А. Д. Некоторые особенности зимнего температурного режима моря // Изв. ТИНРО. — 1965. — Т. 59. — С. 48—54.
19. Государственный водный кадастр. Основные гидрологические характеристики (за 1971—1975 гг. и весь период наблюдений). Т. 18. Дальний Восток. Вып. 2. Нижний Амур. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 99 с.
20. Государственный водный кадастр. Основные гидрологические характеристики (за 1971—1975 гг. и весь период наблюдений). Т. 18. Дальний Восток. Вып. 4. Сахалин и Курилы. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 156 с.
21. Государственный водный кадастр. Основные гидрологические характеристики (за 1971—1975 гг. и весь период наблюдений). Т. 20. Камчатка. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 276 с.
22. Губенко Н. Д., Ципис Я. Л. К вопросу формирования базы данных в информационно-вычислительной системе КОМПАС // Тр. ВНИИГМИ—МЦД. — 1984. — Вып. 113. — С. 54—67.

23. Дерюгин К. М. Японские гидрологические исследования в Японском и Охотском морях // Зап. по гидрографии. — 1930. — Т. 59. — С. 35—51.
24. Добровольский А. Д., Владимирцев Ю. А. Конвективное перемешивание в морях СССР // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геогр. — 1973. — № 5. — С. 13—19.
25. Жуков Л. А. Общая океанология. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 376 с.
26. Изменчивость и перестройка геофизических полей Северной части Тихого океана. — М.: Гидрометеоздат. Моск. отд-ние, 1980. — 145 с. (Тр. ВНИИГМИ—МЦД. Вып. 70).
27. Китайгородский С. А., Миропольский Ю. З. К теории деятельного слоя открытого океана // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. — 1970. — Т. 6. № 2. — С. 178—188.
28. Леонов А. К. Водные массы Охотского моря // Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. Геол. и геогр. — 1959. — № 24. — С. 111—119.
29. Леонов А. К. Региональная океанография. Ч. 1. — Л.: Гидрометеоздат, 1960. — 766 с.
30. Ломакин А. Ф. Особенности развития крупномасштабных аномалий температуры поверхности северной части Тихого океана // Тр. ДВНИГМИ. — 1987. — Вып. 129. — С. 15—31.
31. Макаров С. О. Океанографические работы. — М.: Географгиз, 1950. — 277 с.
32. Мамаев О. И. Термохалинный анализ вод Мирового океана. — Л.: Гидрометеоздат, 1987. — 296 с.
33. Морошкин К. В. Водные массы Охотского моря. — М.: Наука, 1966. — 68 с.
34. Морошкин К. В. Водные массы северо-западной части Тихого океана в районе Курило-Камчатской впадины // Тр. ИОАН. — 1955. — Т. 12. — С. 155—160.
35. Океанографические таблицы. — 4-е изд., перераб. и дополн. — Л.: Гидрометеоздат, 1975. — 477 с.
36. Панфилова С. Г. О соотношении между сезонной и межгодовой изменчивостью гидрологических характеристик // Океанология. — 1971. — Т. 11, вып. 4. — С. 588—597.
37. Панфилова С. Г. Сезонные изменения температуры поверхностных вод Мирового океана // Океанология. — 1972. — Т. 12. — Вып. 3. — С. 394—406.
38. Панфилова С. Г. Сезонные колебания температуры поверхностных вод Тихого океана // Океанология. — 1968. — Т. 8, вып. 5. — С. 801—806.
39. Панфилова С. Г. Температура вод. Тихий океан (Гидрология Тихого океана). — М.: Наука, 1968. — С. 69—112.
40. Перегудин А. С. Перенос вод и тепла в деятельном слое Охотского моря // Тр. ДВНИГМИ. — 1976. — Вып. 62. — С. 174—183.
41. Перескоков А. И. Исключение грубых ошибок при статистической обработке глубоководных гидрологических данных // Тр. ВНИИГМИ—МЦД. — Вып. 101. — С. 106—113.
42. Плахин Е. А. Формирование характеристик глубинных вод Средиземного моря в условиях развития конвективного перемешивания // Океанология. — 1971. — Т. 11, вып. 4. — С. 623—628.
43. Покудов В. В., Вельяотс К. О. Внутригодовой ход температуры воды на поверхности северной части Тихого океана и гидрологические сезоны // Тр. ДВНИГМИ. — 1979. — Вып. 77. — С. 108—111.
44. Преображенский Ю. В., Щербак С. Я. Деятельность К. М. Дерюгина в области морской гидрометеорологической службы и исследования морей // Тр. ГОИН. — Вып. 1 (13). — С. 19—28.
45. Румянцев Г. В. Распределение температуры воды на поверхности и гидрологические фронты в промысловых районах Охотского моря (по данным авиасъемок) // Тр. ДВНИГМИ. — 1974. — Вып. 45. — С. 15—23.
46. Сидоренков Н. С. О межполушарной тепловой машине в атмосфере Земли // Докл. АН СССР. — 1975. — Т. 221. № 4. — С. 835—838.
47. Смирнова А. И. О глубине деятельного слоя Северной Атлантики // Тр. ЛГМИ. — 1967. — Вып. 24. — С. 99—103.
48. Степанов В. Н. Годовой ход температуры на поверхности Мирового океана и гидрологические сезоны // Океанология. — 1961. — Т. 1, вып. 3. — С. 399—406.
49. Степанов В. Н. Мировой океан. Динамика и свойства вод. — М.: Знание, 1974. — 256 с.
50. Супранович Т. И. Растворенный кислород в проливах Буссоль и Фриза в зимнее время // Тр. ДВНИГМИ. — 1972. — Вып. 37. — С. 3—8.
51. Супранович Т. И. Распределение рН в проливах Буссоль и Фриза в зимнее время // Тр. ДВНИГМИ. — 1972. — Вып. 37. — С. 9—12.
52. Таблицы приливов. Т. 11. Воды азиатской части СССР на 1989 год. — М.: Изд. ГУНМО МО, 1988. — 139 с.
53. Тюрняков Б. И. Расчетная схема изменения структуры деятельного слоя Охотского моря от сезона к сезону // Тр. ЛГМИ. — 1970. — Вып. 32. — С. 94—120.
54. Ушаков П. В. Значение проливов Курильской гряды для кислородного режима Охотского моря // Тр. ГОИН. — 1947. — Вып. 1 (13). — С. 175—188.
55. Физика океана / Под ред. Ю. П. Доронина. — Л.: Гидрометеоздат, 1978. — 294 с.
56. Харитонов О. А. К вопросу о распределении нагульной сельди в северной части Охотского моря // Изв. ТИНРО. — 1965. — Т. 59. — С. 92—98.
57. Цапко Г. А. Роль расчетного стока в формировании особенностей распределения температуры и солености вод устьевого взморья Амура // Тр. ДВНИГМИ. — 1974. — Вып. 45. — С. 54—60.
58. Чернявский В. И. О некоторых особенностях прогнозирования типа термического режима в Охотском море // Изв. ТИНРО. — 1973. — Т. 86. — С. 49—55.
59. Шренк Л. И. Очерк физической географии Северо-Японского моря. — СПб., 1869. — 254 с.
60. Шренк Л. И. О течениях Охотского, Японского и смежных с ними морей. — СПб., 1874. — 206 с.
61. Штокман В. Б. Основы теории  $T, S$ -кривых как метода изучения перемешивания и трансформации водных масс // Проблемы Арктики. — 1943. — № 1. — С. 32—71.
62. Якунин Л. П. Оценка элементов теплового баланса Охотского моря с учетом ледяного покрова // Тр. ДВНИГМИ. — 1974. — Вып. 45. — С. 36—45.
63. Helland-Hansen V. Nogen hydrografiske metoder. Foeh, ved de skandinaviske Naturforskeres 16 de mote (Juli 1916). — Kristiania, 1918. — P. 357—359.

## 5. ПРИЛИВНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Элементы приливных колебаний уровня моря и приливных течений определены по гармоническим постоянным приливов в береговых пунктах и гармоническим постоянным течений, а также с помощью расчетов, произведенных на основании работ Г. В. Полукарова [5—8] для всей акватории моря. Характер приливов получен по формуле А. И. Дуванина  $J = (H_{K_1} + H_{O_1})/H_{M_2}$ , где  $H_{K_1}$  и  $H_{O_1}$  — амплитуды главных суточных составляющих волн прилива;  $H_{M_2}$  — амплитуда главной полусуточной составляющей. Максимальные величины приливов определены по методу Н. П. Владимирского [10].

### 5.1. Историческая справка

Первые гидрографические исследования на Охотском море были начаты в 1719 г. геодезистом Евреиновым и затем продолжены экспедициями Беринга. Их участники Шпанберг, Новицкий, Шелтен, Елагин и другие описали часть побережья Охотского моря. С 1737 по 1741 г. в составе Второй Камчатской экспедиции работал С. П. Крашенинников — автор книги „Описание земли Камчатки“. В этом обширном труде, не потерявшем научной ценности до наших дней, описанию приливов и отливов отведена специальная глава. Все сведения о приливах (продолжительность прилива и отлива, изменение величины приливов в виде суточной кривой хода уровня в зависимости от фаз Луны) Крашенинников дает на основе собственных наблюдений.

Участники многочисленных экспедиций, занимавшихся описанием и обследованием Охотского моря, капитаны и штурманы промысловых судов к началу XX столетия собрали многочисленные сведения о приливах и величине колебаний уровня моря, которые давали общее представление о приливах Охотского моря.

С целью составления карт и лоций Дальнего Востока в 1880 г. была учреждена отдельная съемка Тихого океана. В 1889 г. она преобразуется в Гидрографическую экспедицию Восточного океана (ГэВо). Экспедиция, возглавляемая вначале М. Е. Жданко, а с 1913 г. Б. В. Давыдовым, положила начало современному этапу исследования приливов Охотского моря.

Помимо основных гидрографических работ — морской описи, съемки и промера, экспедиция провела наблюдения за течениями в 21 пункте в основном вертушкой Экмана. В 98 пунктах Дальнего Востока были организованы наблюдения за уровнем моря. Для пунктов, имеющих ежедневные наблюдения не менее 15 сут, данные были обработаны при помощи гармонического анализа и результаты приведены в работах В. С. Стахевича за 1925 г. Такими пунктами на Охотском море оказались: м. Муравьева, о. Лангр, зал. Байкал, бух. Абрек, губа Лебязья, бух. Нагаева, бух. Удачи, мысы Магуга и Астрономический. У о. Лангр и в бухтах Абрек, Нагаева, Удачи и в зал. Аян наблюдения производились по мареографу Рорданца.

Материалы экспедиции значительно уточнили знания о приливах Охотского моря и позволили начать с 1915 г. выпуск ежегодников по приливам Восточного океана.

Одновременно с работами ГэВо, а возможно, и несколько раньше начались массовые наблюдения у юго-восточного побережья о. Сахалин и Курильских островов японскими специалистами. Материалы этих наблюдений и данные ГэВо были использованы Огурой [16] для описания приливов Охотского моря и составления котидальных карт.

После установления Советской власти на Дальнем Востоке начались обширные исследования дальневосточных морей. В 1929 г. Управление портовых изысканий Тихого океана организовало наблюдения за уровнем в зал. Байкал. В 1933 г. производилось обследование лиманов рек Кухтуй и Большой (западное побережье п-ова Камчатка). В 1938 г. были организованы наблюдения в Тауйской губе, на Шантарских островах и у северного побережья о. Сахалин, в 1940 г. — у о. Птичьего (западное побережье п-ова Камчатка) и в 1941 г. — в Сахалинском заливе.

Великая Отечественная война несколько приостановила изучение приливов Дальнего Востока, но уже в 1946—1954 гг. были выполнены наблюдения в районе Курильских и Шантарских островов, восточного побережья о. Сахалин, западного побережья п-ова Камчатка, северо-западного побережья Охотского моря, в зал. Шелихова. Были также проведены обширные исследования приливов Амурского лимана.

По мере накопления наблюдений за приливами они использовались для составления навигационных пособий (лоций, таблиц приливов и атласов) и для научных обобщений.

Первые прикладные расчеты методом гидродинамического моделирования, позволившие получить характеристики четырех основных волн прилива ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$ ), были сделаны Л. А. Сгибневой в рамках краевой задачи Ганзена для Охотского моря.

Работы по гидродинамическому моделированию уровня моря и течений в Амурском лимане, Сахалинском заливе и на шельфе о. Сахалин были выполнены также в 1983—1985 гг. Ю. В. Любичким. Модель, построенная на основе уравнений теории мелкой воды [1, 2], дает хорошие результаты при расчете приливов, штормовых нагонов, цунами и других длиннопериодных колебаний уровня моря в реальных физико-географических условиях.

Надежность моделей оценивалась сопоставлением рассчитанных гармонических постоянных и полученных Р. А. Деевой по уровенным наблюдениям (16 пунктов для Амурского лимана и Сахалинского залива и 17 — для юго-восточного побережья о. Сахалин). Результаты сопоставления вполне удовлетворительны.

Ю. В. Любичким показано, что характерные особенности приливных карт для волн  $M_2$  и  $K_1$  на устьевом взморье р. Амура различны. Для волны  $M_2$  получена амфидромическая область, расположенная вблизи материкового побережья (положе-

ние амфидромии в устьевой области р. Амура отмечалось ранее в работах А. Е. Крафта, Т. И. Супранович, Р. А. Деевой). Любичким также сделан вывод о том, что режим приливов устьевого взморья р. Амура при отсутствии льдов в основном определяется силой Кориолиса, рельефом дна и морфометрическими особенностями района. Меньшую роль играет сток р. Амура и различие фоновых уровней Охотского и Японского морей. Некоторый вклад вносят нелинейные эффекты, возникающие вследствие изменения глубины моря при приливе, и конвективные ускорения.

На полученной Любичким карте волны  $M_2$  для Амурского лимана наблюдается резкое изменение ее амплитуды и фазы на севере и юге лимана. Так, если в устьевой области амплитуда равна 1 см, то на севере она возрастает до 7, на юге — до 10 см.

В Амурском лимане волна  $O_1$  близка к прогрессивной волне Кельвина, распространяющейся из Сахалинского залива и затухающей в его пределах. Этот вывод не противоречит известным ранее сведениям, а котидальная карта этой волны близка к полученной Крафтом, Супранович, Деевой по натурным наблюдениям. Для суточной волны значительные изменения амплитуды и фазы заканчиваются на границе Сахалинского залива. Слабое влияние встречной волны япономорского происхождения проявляется в некотором сгущении котидальных линий у восточного побережья лимана. В Сахалинском заливе приливные карты для всех волн прилива подобны. Прилив распространяется в юго-восточном направлении, обходя берега залива против часовой стрелки приблизительно за 3 ч. Амплитуды прилива увеличиваются в направлении с северо-востока на юго-запад, достигая максимальных значений на материковом побережье. Основными факторами, влияющими на приливной режим, являются сила Кориолиса и рельеф дна.

Приливы в Сахалинском заливе — неправильные суточные, мелководные; значителен вклад гармоник с периодами  $1/4$  часть суток,  $1/6$  часть суток и т. д. Характерно для приливов продолжительное стояние уровня около малой воды.

Приливные течения в Сахалинском заливе смешанного типа, с преобладанием суточной составляющей. В прибрежных районах они носят в основном реверсивный характер, в глубоководной части залива — вращательный. Максимальные измеренные скорости приливных течений в Сахалинском заливе достигают 130—140 см/с, а суммарных — 200—250 см/с (Ю. В. Любичкий, 1983 г.).

Численное моделирование подтвердило известный из наблюдений факт продолжительного стояния низкого уровня в Сахалинском заливе около малой воды. Данное явление оказывает большое воздействие на режим приливных течений. Например, в районе м. Литке неправильные суточные течения носят практически реверсивный характер, а в период стояния уровня моря годограф вектора течения описывает сложную петлю. Максимальное приливное течение в данном пункте совпадает по времени с полной водой, а максимальное отливное течение отмечается на 3 ч раньше момента малой воды. Для Сахалинского залива построены схемы течений для четырех фаз прилива (отлив, малая вода, прилив, полная вода), исходя из приливного хода уровня в районе м. Литке. Эти карты свиде-

тельствуют о том, что в момент полной воды течения в Сахалинском заливе направлены против часовой стрелки и достигают максимальных значений у материкового побережья залива, на входе в Амурский лиман и у м. Марии. Во время отлива течения направлены из залива в Охотское море. В момент малой воды течения по направлению противоположны течениям в момент полной воды, причем максимальные скорости наблюдаются вблизи м. Марии и на границе Сахалинского залива с Амурским лиманом. Во время прилива течения направлены в залив. Скорости приливных течений достигают наибольших значений у м. Марии (более 100 см/с) и в южной части Сахалинского залива (более 150 см/с). Между указанными областями расположена зона минимальных скоростей течений (менее 25 см/с).

Ю. В. Любичким для вод шельфа восточного побережья о. Сахалин исследована пространственно-временная изменчивость уровня моря в диапазоне периодов от нескольких часов до нескольких лет, определен рельеф поверхности среднего многолетнего уровня моря; разработаны нестационарные численные гидродинамические модели, учитывающие нелинейные эффекты, для расчета суммарного уровня моря и его отдельных составляющих (приливной, непериодической, фоновой, стоковой); предложена методика расчета экстремально возможных суммарных уровней моря.

Результаты получены на основе численного гидродинамического моделирования и гармонического анализа приливов (методы Дудсона, Дарвина), вероятностного анализа (спектрального, корреляционного, математической фильтрации).

Приводится объяснение вариаций уровня с 14-месячным периодом: они обусловлены не астрономическими факторами, а свободными колебаниями оси вращения Земли. Показано также, что максимальные приливные уровни моря, рассчитанные с помощью численной гидродинамической модели и по методу Владимирского, довольно близки. Такие расчеты проведены для юго-восточного побережья о. Сахалин (станции Мыс Крильон, Корсаков, Поронайск), Сахалинского залива и Амурского лимана (станции Мыс Литке, Остров Байдуков, Пронге, Джаорэ, Лазарев).

Ряд работ по моделированию и исследованию приливов зал. Шелихова был выполнен в 1975—1981 гг. Сгибневой [13, 14], Сафроновым и Сгибневой [11].

В [13] изучается распространение приливных волн в Пенжинской губе Охотского моря. Основное внимание уделено процессу распространения суточной и полусуточной приливных волн. Исследование основано на результатах численных экспериментов, выполненных при помощи гидродинамической модели приливного движения в узком мелководном заливе в рамках нелинейной теории мелкой воды [9].

В результате расчетов получены 45-суточные ряды ежечасных значений приливного уровня в 54 точках на побережье и в средней части зал. Шелихова. Эти ряды подвергнуты гармоническому анализу, в результате которого достаточно точно определены гармонические постоянные 24 волн.

Для главных волн прилива  $M_2$  и  $K_1$  построены котидальные карты. Показано, что, в отличие от известных ранее фактов, поступательной приливной волны  $M_2$  в губе не наблюдается. Сгущение котидаль-

лей этой волны в узкости губы свидетельствует о существовании здесь узловой зоны стоячей составляющей приливных колебаний. Сгущение котидалей в узкости отмечено и для волны  $K_1$  (рис. 5.1).

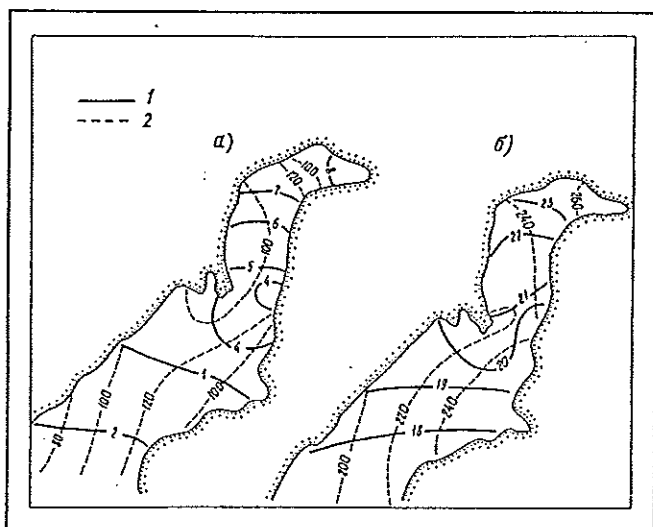


Рис. 5.1. Котидальные карты приливных волн  $M_2$  (а) и  $K_1$  (б) в Пенжинской губе.

1 — линии равных фаз, ч (по среднему солнечному времени XI пояса);  
2 — линии равных амплитуд, см.

Картина распространения полусуточной и суточной волн в Пенжинской губе дополнена количественными оценками механизма их формирования, для чего построены орбиты движения частиц воды в приливной волне.

Изменения соотношений падающей и отраженной волн позволили определить две основные области отражения волны  $M_2$ , одна из которых расположена в вершине залива, а другая — у входа в узкость. Суточный прилив в заливе сформирован входящей из Охотского моря приливной волной, амплитуда которой преобладает над амплитудой отраженной волны на всей акватории. Главная область отражения находится в вершине залива.

В работе [13] изучены некоторые аспекты диссипации приливных волн, для чего формирование приливов рассматривается как итог наложения двух противоположно распространяющихся волн (прямой и отраженной). Показано, что коэффициенты затухания для суточных и полусуточных волн в зал. Шелихова лежат в интервале значений 3—4. Они немного уменьшаются для волны  $M_2$  в узкости. Вычисленные коэффициенты того же порядка, что и в заливах Фанди и Шелихова.

В работе [11] распределение амплитуд и фаз волны  $K_1$  на акватории зал. Шелихова получено в результате численного решения задачи Пуанкаре с использованием центральных и направленных разностей.

Для полусуточного прилива в условиях зал. Шелихова использование центрально-разностной схемы не позволило численно решить задачу Пуанкаре методом последовательных приближений. Однако метод, изложенный в работе [11], позволил преодолеть это затруднение. Зафиксировано положение амфидромической области волны  $M_2$  у входа в зал. Шелихова.

Сгибнева попыталась объяснить причины часто наблюдающейся изменчивости во времени гармонических постоянных [14]. Исследование проведено в рамках гидродинамической модели приливного движения в мелководном узком заливе на примере Пенжинской губы. Показано, что нелинейные эффекты, обусловленные мелководьем, трением о дно и конвективным ускорением, вызывают появление вторичных волн прилива, что приводит к перераспределению энергии между главными волнами. Эти эффекты являются причиной сезонной изменчивости главных и вторичных волн прилива. Последние настолько изменяются во времени, что могут характеризовать явление только для того периода, для которого вычисляются гармонические постоянные.

Сделанные в [14] выводы справедливы для всех приливных районов. Однако надо иметь в виду, что они получены для Пенжинской губы, где воды по сравнению с другими районами Охотского моря слабо стратифицированы. Как показали исследования, проведенные в 1981 г. Супранович на примере приливных течений, во многих районах Охотского моря, особенно на шельфе, сезонная изменчивость гармонических постоянных определяется изменчивостью градиента плотности воды.

В 1988 г. ДВНИГМИ провел ряд исследований приливных явлений в некоторых районах Охотского моря.

В работе [4] исследуется изменчивость приливных течений с глубиной в Курильских проливах, в [3] рассматривается суточный ход приливных течений относительно суточного хода уровня моря. Однако выводы, полученные в [3], основаны на малом количестве наблюдений за течениями и поэтому не являются бесспорными.

Согласно данным В. А. Лучина [3, 4], на большей части проливов Курильской гряды наблюдаются приливные течения смешанного типа с преобладанием суточной составляющей (рис. 5.2). На рис. 5.3 приводится распределение характеристик максимального приливного течения — направление

и скорость.

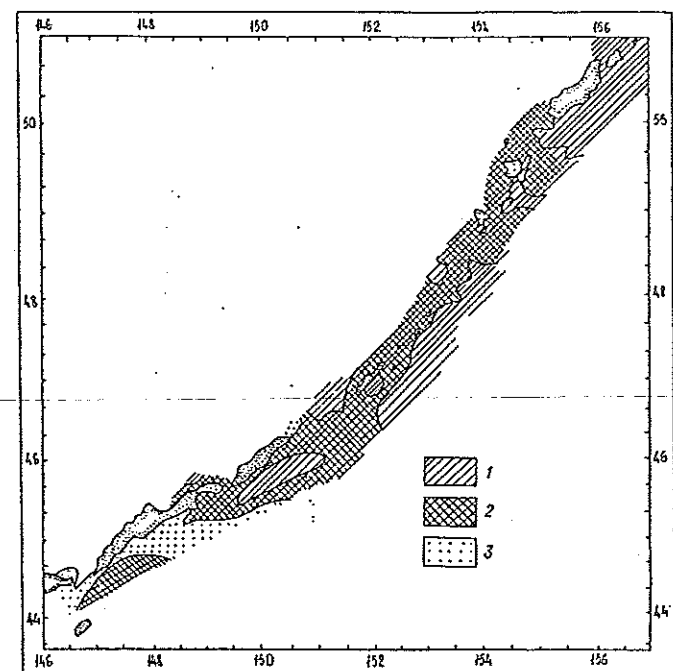


Рис. 5.2. Характер приливных течений в слое 0—25 м.  
1 — смешанные с преобладанием полусуточных; 2 — смешанные с преобладанием суточных; 3 — суточные.

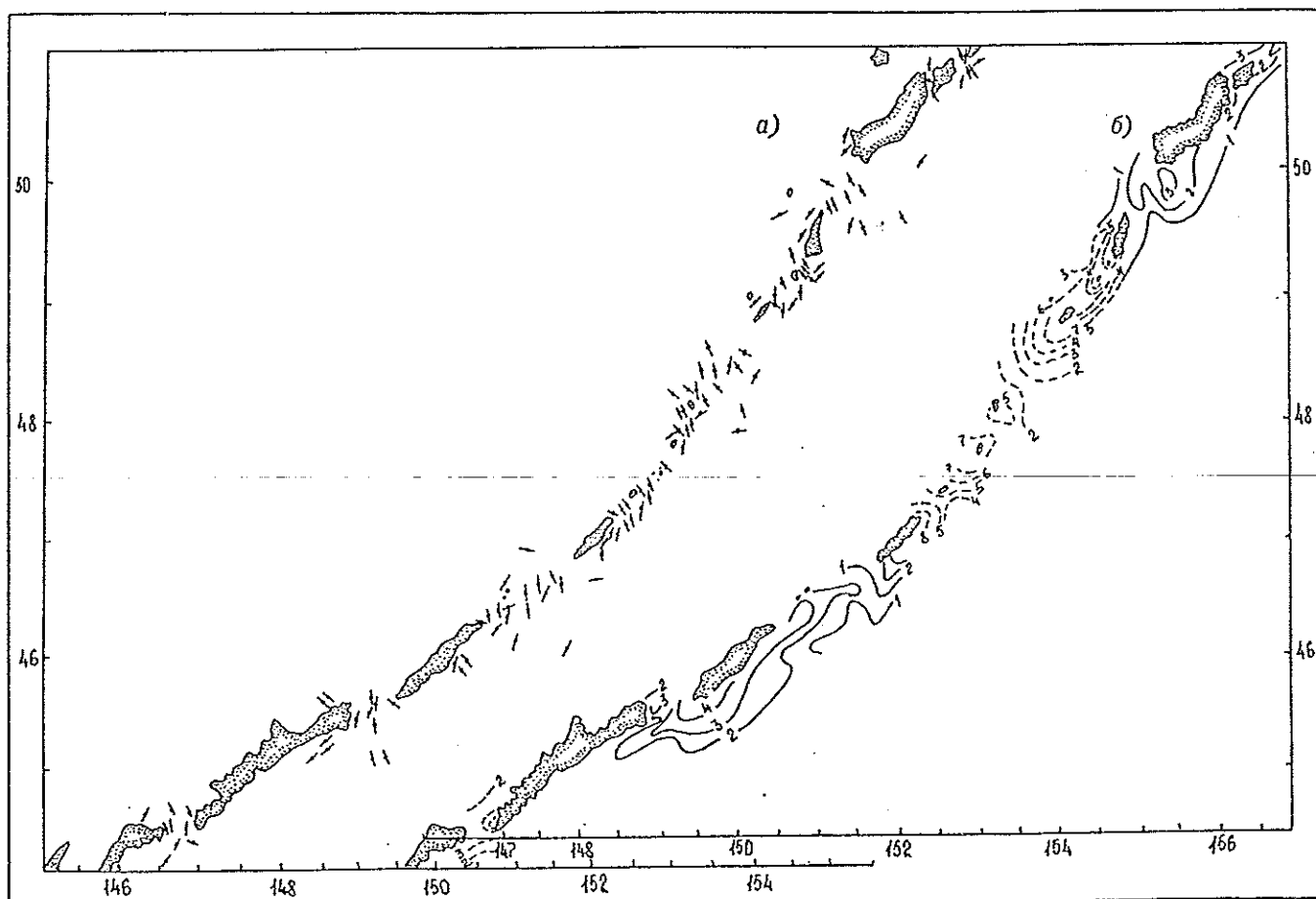


Рис. 5.3. Распределение характеристик максимальных приливных течений в слое 0—25 м [пунктиром отмечены данные Т. И. Супранович (1969)].  
 а — ориентировка больших осей эллипсов; б — максимальные скорости, уз.

больших осей эллипсов течений и максимальные скорости.

Для рассмотрения вертикальной структуры приливных течений в Курильских проливах Лучин привлек инструментальные измерения течений на 40 автономных буйковых станциях (АБС) с продолжительностью наблюдений 7—8 сут. Характерные особенности приливного потока на различных станциях в основных проливах представлены на рис. 5.4. Распределение векторов течений с глубиной свидетельствует о том, что их направления на разных горизонтах, как правило, отличаются на 10—30°. Лишь в прол. Буссоль разброс течений по направлению с глубиной достигает 40°, а в отдельных случаях — 70—90°. Не наблюдается какой-либо закономерности в направлении поворота вектора течения с глубиной.

В глубоководных частях проливов максимальные скорости приливных течений наблюдаются в поверхностных слоях (до глубин 100—200 м). Затем скорость течения с глубиной может либо уменьшаться на 10—20 % (в отдельных случаях до 40—50 %), либо оставаться неизменной.

На всех АБС в Курильских проливах наступление по глубине максимума скорости течений, направленных в Охотское море или Тихий океан, а также их смена происходят практически в одно и то же время. Наблюдаемые различия не превышают 1 ч. Однако во всех Курильских проливах есть еди-

ничные АБС, на которых в глубинных слоях (ниже горизонтов 300—500 м) максимумы скорости течений наступают на 1—2 ч раньше, чем на поверхности.

В работе [4] исследована взаимосвязь хода приливных течений и приливного уровня моря. Для этого на период наблюдений всех имевшихся АБС были предвычислены ежечасные уровни моря по ближайшим пунктам.

Проведенный анализ показал, что в Курильских проливах имеется четкая взаимосвязь приливных течений с приливными колебаниями уровня моря. По характерным особенностям этой связи проливы можно разделить на два типа в зависимости от их горизонтальных размеров и глубин. К первому типу относятся проливы Буссоль и Крузенштерна. В прол. Буссоль в сизигию максимальные приливные течения, направленные в Охотское море, по времени совпадают с полной водой или опережают ее на 1—2 ч. В момент малой воды развиваются максимальные приливные течения, направленные в Тихий океан. Несколько большие различия наблюдаются в прол. Крузенштерна, где максимальные приливные течения опережают полную (или малую) воду на 2—3 ч.

В остальных проливах Курильской гряды развитие максимальных приливных (или отливных) течений опережает полную (или малую) воду на 4—6 ч, т. е. здесь суточный ход уровня относительно суточного хода течений близок к стоячим колебаниям.

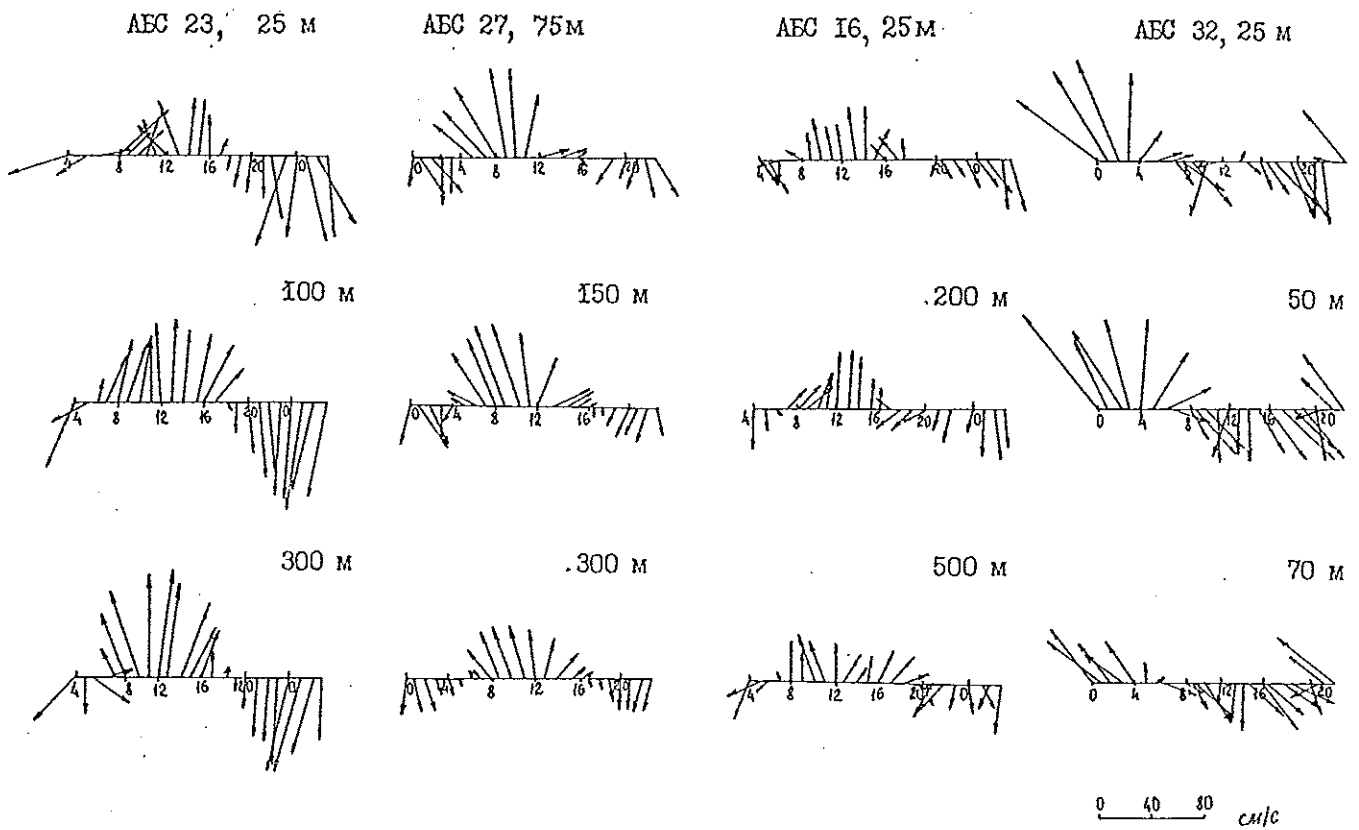


Рис. 5.4. Изменение векторов приливных течений с глубиной на отдельных АБС в проливах Курильской гряды.

В работе [15] рассмотрены некоторые вопросы динамики приливной волны на шельфе п-ова Камчатка, северной части Охотского моря и восточного побережья о. Сахалин. Для этих районов построены орбиты движения частиц воды в приливной волне. Показано, что во всех случаях хорошо выражена ее стоячая составляющая (как в полусуточных, так и в суточных колебаниях). Амплитуды стоячей волны в некоторых пунктах в несколько раз превышают амплитуды поступательной волны. Так, у западного побережья п-ова Камчатка вблизи о. Птичьего для волны  $M_2$  амплитуда поступательной составляющей равна 3 см, а стоячей — 86 см, в юго-западном районе прол. Лаперуза — соответственно 6 и 76 см; амплитуда поступательной составляющей волны  $K_1$  не превышает 2 см и стоячей — 102 см у о. Птичьего и соответственно 22 и 94 см в юго-западном районе прол. Лаперуза.

Отдельные вопросы режима приливов Охотского моря рассмотрены в различные годы в работах авторов: А. Е. Крафта (1956), А. Е. Крафта и К. Н. Соловейчика (1943), А. И. Дуванина (1944), В. В. Тимонова (1960), Р. А. Деевой (1970, 1972), Т. И. Супранович (1960, 1964, 1969, 1979, 1981), Б. Л. Лагутина (1960), Л. А. Сгибневой (1960, 1979), И. М. Сошкина (1969), В. А. Буркова (1960), К. К. Дерюгина (1960), О. Р. Лундберг (1960); Т. П. Первуниной (1960), Ю. Д. Михайлова (1960) и др. Можно сказать, что в настоящее время приливные явления Охотского моря исследованы довольно подробно.

## 5.2. Распространение приливных волн

Как уже отмечалось ранее, первые наиболее достоверные котидальные карты прилива в Охотском море построены Огурой. Последующие уточненные котидальные карты прилива (Деева, 1970 г.) мало отличаются от карт Огуры [16].

Представление о динамике приливной волны в Охотском море можно получить из карт Деевой (рис. 5.5), построенных методом Полукарова [5—8], в основе которого лежит решение дифференциальных уравнений приливов. Приливная волна в Охотское море поступает из Тихого океана через проливы Курильской гряды, испытывая частичное отражение на границе Охотского моря, и, по мнению Деевой, распространяясь по акватории моря, вновь частично отражается от его северного берега, испытывая вторичное отражение у Курильских островов.

Установлено, что полусуточная волна  $M_2$ , поступающая из Тихого океана через Курильские проливы, отражается от северного берега Охотского моря и под действием отклоняющей силы вращения Земли образует амфидромическую область с центром в точке  $51,2^\circ$  с. ш.,  $144,9^\circ$  в. д. и поворотом котидальных линий против часовой стрелки. Вдоль западного побережья п-ова Камчатка амплитуда волны возрастает с юга на север.

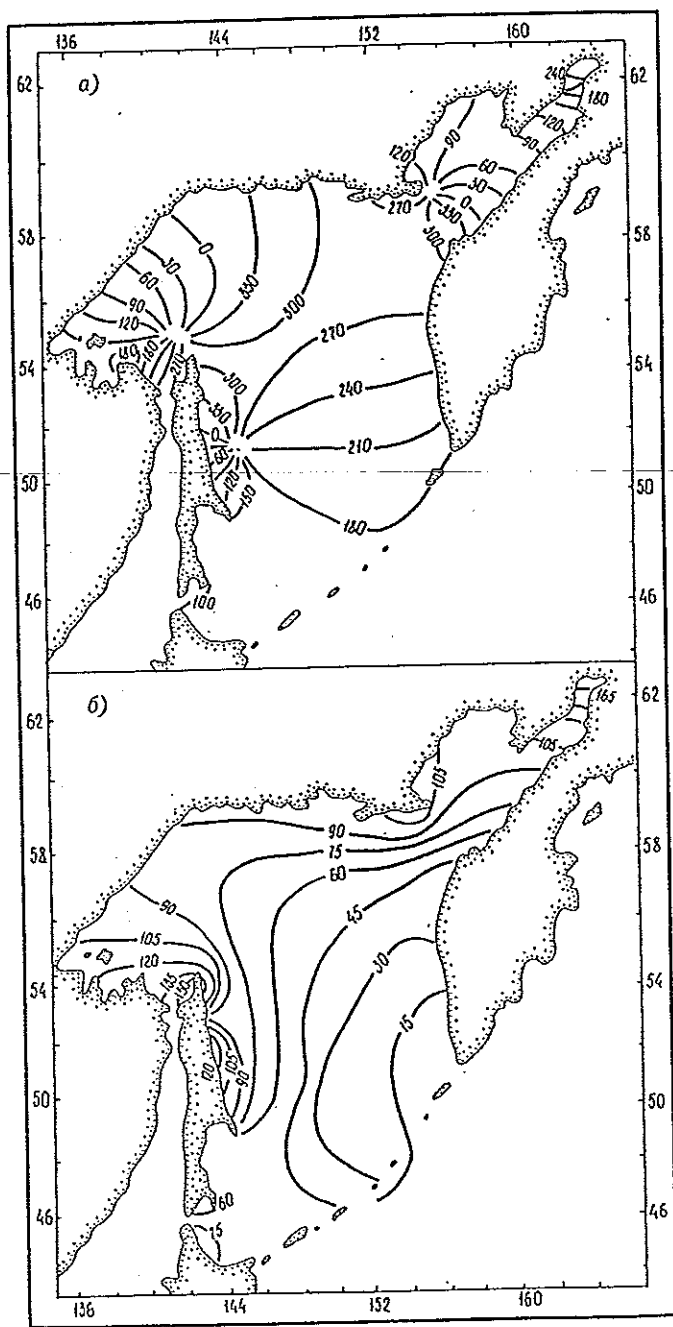


Рис. 5.5. Распределение изофаз (...) волн  $M_2$  (а) и  $K_1$  (б) в Охотском море.

Полусуточная волна Охотского моря индуцирует приливы зал. Шелихова и северо-западной части моря. Полусуточный прилив в зал. Шелихова имеет преобладающую стоячую составляющую с пучностью в вершине Пенжинской губы и узловой линией, преобразованной под влиянием силы Кориолиса в амфидромическую систему, на ее входе ( $59,0^\circ$  с. ш.,  $155,5^\circ$  в. д.). Аналогичные результаты получены Сгибневой [12]. Сближение котидальных линий и уменьшение амплитуды волны  $M_2$  в узкости Пенжинской губы свидетельствуют о том, что здесь полусуточная приливная волна является сложной.

Наибольшие амплитуды волны  $M_2$  имеют место не в вершине Пенжинской губы, как ранее предполагалось многими исследователями, а у побережья п-ова Камчатка перед ее узкостью. Это объясняется

отражением волны у границы резкого изменения поперечного сечения и глубины зал. Шелихова. В подобных случаях происходит частичное отражение падающей волны, а амплитуда волны, проходящей по мелководью, тем меньше, чем больше изменяется площадь поперечного сечения канала, с которым можно отождествлять Пенжинскую губу. Приходящая к ее вершине волна из-за постепенного уменьшения глубины и за счет отражения вновь испытывает деформацию. Поэтому, несмотря на незначительную глубину, а следовательно, большую диссипацию энергии приливной волны, амплитуда волны  $M_2$  к вершине вновь возрастает.

В северо-западном районе моря в результате интерференции отраженной и падающей приливной волны формируется собственная амфидромическая система с координатами центра  $54,8^\circ$  с. ш.,  $142,1^\circ$  в. д.

Таким образом, полусуточная приливная волна Охотского моря является сложной прогрессивной стоячей волной и образует три амфидромические системы. Наименьшие амплитуды волны  $M_2$  отмечены вблизи восточного побережья о. Сахалин, наибольшие — в зал. Шелихова. В центральной части Охотского моря амплитуда волны  $M_2$  возрастает юга на север и достигает максимальных значений вблизи Тауйской губы.

В отличие от главной полусуточной волны, точная волна  $K_1$  не имеет в Охотском море системы стоячих колебаний с четко выраженными узловыми зонами. Судя по распределению амплитуд волны  $K_1$ , зона пучности стоячих колебаний, в пределах которой находится зал. Шелихова, захватывает и северо-восточную часть Охотского моря. Узловая зона суточного прилива простирается вдоль восточного побережья о. Сахалин к Курильским островам. В прол. Лаперуза при интерференции приливных волн Японского и Охотского морей, имеющих разность фаз около  $180^\circ$ , образуется амфидромическая система с центром ближе к о. Хоккайдо. Во многих проливах Курильской гряды происходит некоторое сгущение линий изофаз суточной волны, что, несомненно, служит доказательством формирования в них местных узловых зон стоячих колебаний. По мнению Деевой, в некоторых из Курильских проливов образуются собственные амфидромические системы.

Как и в случае волны  $M_2$ , область наименьших амплитуд волны  $K_1$  отмечена вблизи восточного побережья о. Сахалин. Далее ее амплитуды увеличиваются в направлении на северо-восток, к зал. Шелихова, где наблюдаются наибольшие амплитуды.

Котидальные карты приливов (см. рис. 5.5) хорошо отображают особенности распространения приливных волн в Охотском море, за исключением района Пенжинской губы, где происходит поступательное распространение приливных волн. Для этого района следует пользоваться котидальными картами, приведенными на рис. 5.1.

Отдельно следует остановиться на Амурском лимане, представляющем своеобразную лабораторию приливов. В лиман входят приливные волны Охотского и Японского морей. Кроме того, этот район отличается своей морфометрией, мелководностью и является устьевой зоной крупной реки Амур. Зимнее время на динамику приливной волны оказывает большое влияние сплошной неподвижной

ледяной покров, который образуется в конце ноября — начале декабря и в отдельных северных районах Сахалинского залива держится до июля—августа.

Полусуточные приливные волны обоих морей в Амурский лиман летом вступают почти в противоположные фазы. При их интерференции образуется прогрессивно-стоячая волна с преобладанием стоячей составляющей, доля которой, согласно произведенному Супранович в 1960 г. анализу орбит частиц воды в приливной волне, увеличивается от северных и южных границ лимана к узловой линии, проходящей от устья р. Амура к м. Чихиной.

Котидальные карты летнего и зимнего приливов в Амурском лимане представлены на рис. 5.6. Узловая зона волн  $M_2$  под влиянием

силы Кориолиса преобразуется в амфидромическую область с левым поворотом котидальных линий. Сдвиг амфидромической точки ближе к устью р. Амура объясняется тем, что волна  $M_2$  в Японском море имеет большую амплитуду, чем аналогичная волна в Охотском. Поэтому амфидромические системы, возникающие при интерференции противоположно направленных волн с разными амплитудами, всегда оказываются сдвинутыми влево, если смотреть по направлению распространения волны с большей амплитудой. Наименьшие амплитуды волн  $M_2$  отмечены в устьевом районе лимана, далее они возрастают к его северной и южной границам, причем их максимальные значения отмечены в прол. Невельского.

Суточная приливная волна в лимане летом имеет также прогрессивно-стоячий характер, однако здесь поступательная составляющая в суточном приливе выражена сильнее, чем в полусуточном. В 1960 г. это убедительно показала Супранович, анализируя орбиты частиц воды в приливной волне. Доля поступательной составляющей уменьшается от северной границы лимана к прол. Невельского (на северной границе лимана вертикальная продольная орбита частицы воды в приливной волне близка к окружности, что характерно для поступательных волн).

В прол. Невельского амплитуды суточной волны быстро уменьшаются и происходит сгущение котидальных линий.

В зимнее время в Амурском лимане закономерности формирования приливных волн те же, что и летом. Однако зимой они входят в лиман с другими фазой и амплитудой, а диссипация приливной энергии усиливается из-за сплошного ледяного покрова.

У главной полусуточной волны зимой зона стоячей составляющей несколько смещается к югу, вследствие чего ее амплитуда в приустьевом районе увеличивается. В суточном приливе в центральной части лимана увеличивается доля стоячей составляющей. Зимой уменьшается влияние суточной волны Охотского моря и значительно увеличивает-

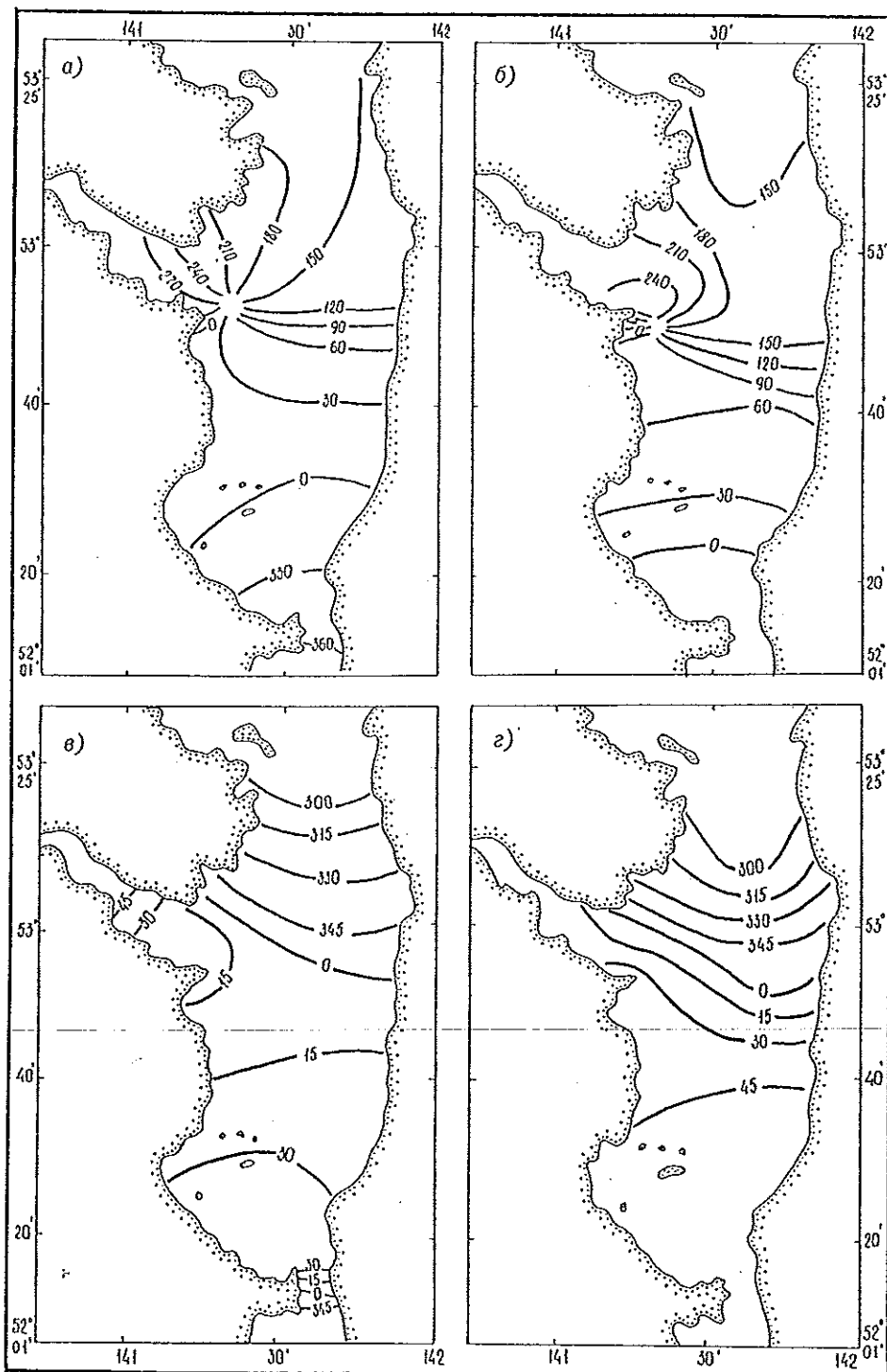


Рис. 5.6. Распределение изофаз (...) волн  $M_2$  и  $K_1$  соответственно для лета (а, б) и зимы (в, г) в Амурском лимане.

ся район влияния прилива, распространяющегося из Японского моря. Амплитуда суточной волны от лета к зиме уменьшается по всему лиману, но особенно заметно это уменьшение в центральной и южной его частях.

### 5.3. Характер и экстремальные величины приливов

Приливные колебания отличаются большим разнообразием как по характеру суточного хода уровня, так и по изменчивости величины приливов. Для удобства их исследования все многообразие приливных колебаний уровня моря принято делить на отдельные типы. Наиболее часто для этой цели пользуются классификацией А. И. Дуванина [10], в основе которой лежит оценка соотношения амплитуд главных полусуточных и суточных волн  $J = (H_{K_1} + H_{O_1})/H_{M_2}$ .

Приливы относят к полусуточным при  $J < 0,5$ , неправильным полусуточным при  $0,5 < J < 2,0$ , неправильным суточным при  $2,0 < J < 4,0$  и суточным при  $J > 4,0$ . Наиболее сложными являются смешанные приливы, в суточном ходе которых в течение месяца могут проявляться черты как полусуточных, так и суточных приливов. Как при неправильных суточных, так и при неправильных полусуточных приливах наблюдаются смежные полные и малые воды, высоты которых могут значительно

отличаться друг от друга. При этом в различных районах последовательность появления полных и малых вод различна: в одном — высокая полная вода предшествует низкой малой, в другом — низкая малая вода предшествует высокой полной. Кроме того, при неправильных суточных приливах в одних районах моря время роста уровня может быть больше времени падения, в других — наблюдается обратная картина. Поэтому для большей детализации приливных колебаний уровня моря по классификации Н. П. Владимирского [10], которая и учитывает перечисленные выше особенности неправильных приливов (табл. 5.1), вычисляется разность углов положения главных волн.

Охотское море по характеру и величине приливов является одним из наиболее интересных и сложных районов Мирового океана. В Охотском море имеются приливы всех типов, каждый из них охватывает обширные акватории и характеризуется значительными величинами прилива. Здесь, в Пенжинской губе, наблюдаются величайшие в мире неправильные суточные приливы. Приливы в Удской губе и Тугурском заливе по величине не уступают приливам Мезенского залива Белого моря.

Определяющим фактором в географическом распределении приливов того или иного типа является интерференция приливных волн.

Распределение приливов разных типов в Охотском море приводится на рис. 5.7. В зал. Шелихова, в Сахалинском заливе и к северу от него, а также во всей юго-западной части Охотского моря наблюда-

Таблица 5.1

Характерные признаки смешанных и суточных приливов в зависимости от угла положения главных волн по Н. П. Владимирскому [10]

ω°	Неправильные полусуточные приливы			Суточные и неправильные суточные приливы		
	Порядок следования полных и малых вод	Наблюдается неравенство высот		Время падения и роста	Полная вода	Малая вода
		полных вод	малых вод			
0	Высокая полная вода предшествует низкой малой воде	Только у полных вод	Нет неравенства	Одинаковое	Кратковременное стояние	Продолжительное стояние
45		Большее у полных вод	Меньше в 2,5 раза у малых вод	Время падения меньше, чем роста	"	После малой воды рост замедленный
90		Одинаковое у полных и малых вод		То же	"	Кратковременное стояние
135		Меньше в 2,5 раза у полных вод	Большее у малых вод	"	Перед полной водой рост замедленный	"
180	Низкая малая вода предшествует высокой полной воде	Нет неравенства	Только у малых вод	Одинаковое	Продолжительное стояние	Кратковременное стояние
225		Меньше в 2,5 раза у полных вод	Большее у малых вод	Время падения больше, чем роста	После полной воды падение замедленное	"
270		Одинаковое у полных и малых вод		То же	Кратковременное стояние	"
315		Большее у полных вод	Меньше в 2,5 раза у малых вод	"	"	Перед малой водой падение замедленное
360		Только у полных вод	Нет неравенства	Одинаковое	"	Продолжительное стояние

ются почти исключительно неправильные суточные и суточные приливы. Приливы приобретают характер неправильных полусуточных только у м. Соя в прол. Лаперуза и в зал. Терпения. Основные районы суточных приливов приурочены к амфидромическим областям волны  $M_2$  и расположены у восточного и северного берегов о. Сахалин и в зал. Шелихова около материкового берега. Кроме того, суточные приливы наблюдаются также в узкости Пенжинской губы и у отдельных островов Курильской гряды.

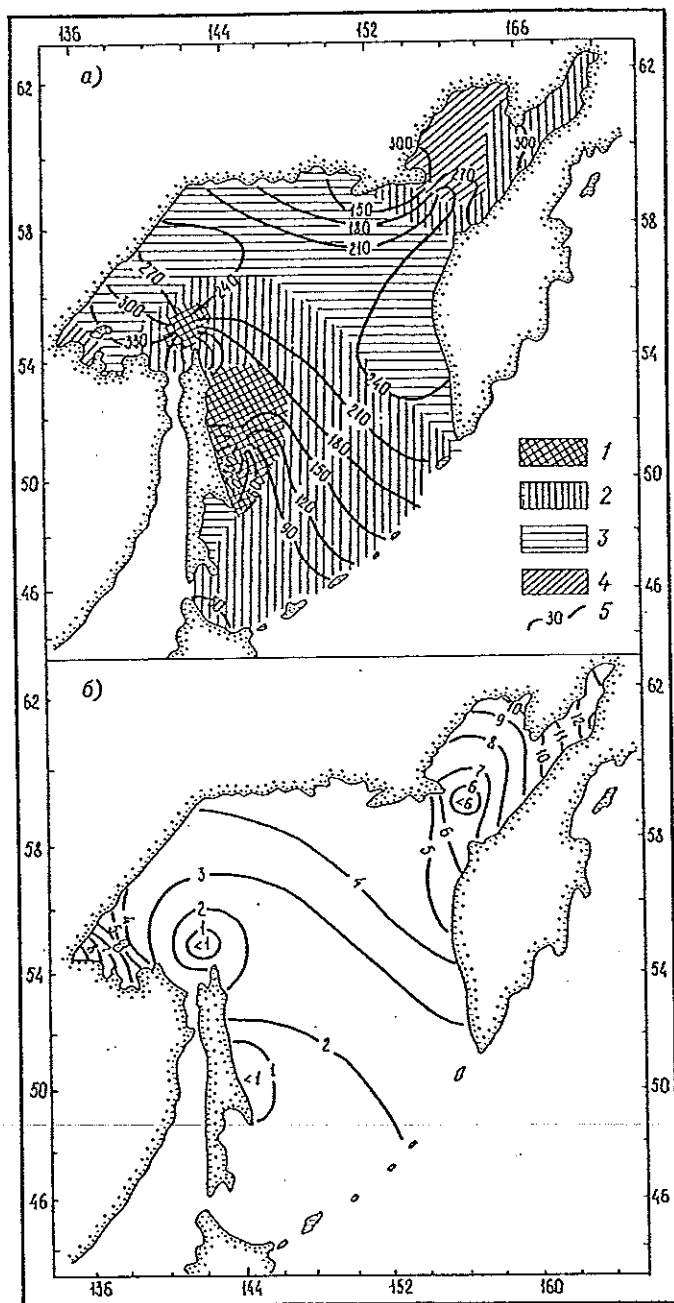


Рис. 5.7.

а — распределение характера приливов (1—4) и разности фаз  $\omega$  (...) (5) в Охотском море.  
 Приливы: 1 — суточные; 2 — неправильные суточные; 3 — неправильные полусуточные; 4 — полусуточные.  
 б — наибольшие возможные величины приливных колебаний уровня (м) в Охотском море.

От Шантарских островов до п-ова Камчатка, вдоль северо-западного и северного берегов Охотского моря простирается область с неправильными полусуточными приливами. В Удской губе и Тугурском заливе из-за значительного возрастания амплитуды волны  $M_2$  величина  $J$  становится меньше 0,5 и приливы принимают полусуточный характер.

Хотя одни и те же типы приливов наблюдаются на обширных акваториях моря, на различных участках этих акваторий прослеживаются свои особенности в характере суточного хода уровня, что вызвано различными значениями разности углов  $\omega = K_{M_2} - (K_{K_1} + K_{O_1})$ . Эти особенности можно определить, используя рис. 5.7 и табл. 5.1. Так, например, в зал. Терпения, где наблюдаются неправильные полусуточные приливы, суточное неравенство в высотах полных и малых вод почти одинаково, причем высокая полная вода предшествует низкой малой воде ( $\omega$  около  $85^\circ$ ). В то же время в северо-западной и северной частях Охотского моря от м. Борисова до бух. Сиглан, где также имеют место неправильные полусуточные приливы, характер суточного неравенства совершенно отличен от такового в районе м. Терпения и изменяется внутри этого района от западной его границы к восточной. При этом у м. Борисова ( $\omega = 313^\circ$ ) суточное неравенство преобладает в высотах полных вод. Далее к востоку неравенство в высотах полных вод уменьшается, а у малых вод растет. В районе Ейриной губы ( $\omega = 187^\circ$ ) наблюдается суточное неравенство только в высотах малых вод. Восточнее, к бух. Сиглан, суточное неравенство в высотах полных вод увеличивается, однако преобладающим все же остается суточное неравенство в высотах малых вод. В районе Ейриной губы происходит и смена чередования вод. К западу от нее низкая малая вода предшествует высокой полной воде, а к востоку — высокая полная вода предшествует низкой малой воде.

На рис. 5.7 представлено распределение максимально возможных по астрономическим причинам величин приливов в Охотском море. В Сахалинском заливе, севернее него, а также на всей юго-западной акватории Охотского моря они не превышают 3 м. Приливы более 5 м наблюдаются у западного побережья п-ова Камчатка к северу от устья р. Колчаковой, по всему зал. Шелихова и Пенжинской губе, в восточной половине Тауйской губы и в районе Шантарских островов. Наименьшие величины приливов (менее 1 м) отмечаются у южного берега прол. Лаперуза, вдоль юго-восточного побережья о. Сахалин и к северу от него, т. е. в западной и северо-западной областях амфидромии волны  $M_2$ , а наибольшие — у побережья п-ова Камчатка перед узкостью Пенжинской губы (13,9 м), в ее вершине (13,4 м), в вершинах Тугурского залива (10,1 м) и Удской губы (9,7 м).

Особый интерес представляет Амурский лиман, на небольшой акватории которого наблюдаются все типы приливов — от полусуточного до суточного. В связи с тем что режимы летних и зимних приливов лимана существенно отличаются, следует рассмотреть распределение  $J$  летом и зимой (рис. 5.8).

Летом в центральной части лимана находится обширный район, где  $J$  принимает значения от 4 до 22, у м. Пронге — область амфидромии волны  $M_2$ . Угол  $\omega$  в этом районе принимает все значения от 0

до  $360^\circ$ . Кривая суточного хода уровня моря у м. Пронге имеет кратковременную полную воду и продолжительное стояние низкого уровня моря на малой воде. У м. Чихиной, наоборот, продолжительное стояние уровня моря наблюдается около полной воды, в то время как малая вода бывает кратковременной. При углах  $60 < \omega < 90^\circ$  время падения уровня моря меньше, а при  $240 < \omega < 270^\circ$  — больше.

В северной части лимана и к югу от района с суточными приливами наблюдаются неправильные суточные приливы. В юго-восточной части лимана и северной половине прол. Невельского приливы

неправильные полусуточные. Амплитуда прилива в летний период принимает значения от 50 до 220 см.

Поскольку зимой в лимане амплитуды суточных волн уменьшаются по сравнению с летом более значительно, чем амплитуды полусуточных волн, отношение  $J$  почти повсеместно уменьшается. В этой связи резко уменьшается зимой и область распространения суточных приливов — в этот период они наблюдаются только вблизи амфидромической области волны  $M_2$ . При переходе от лета к зиме изменяются и значения угла  $\omega$ , а следовательно, и характер неравенства при тропических приливах.

Вид кривой суточного хода уровня при тропических приливах от пункта к пункту меняется очень быстро, поскольку угол  $\omega$  принимает все значения от 0 до  $360^\circ$  с пересечением изофаз в амфидромической области волны  $M_2$ .

Зимой практически на всей акватории центральной и северной частей лимана наблюдаются неправильные суточные приливы. В северной части, где угол  $\omega$  повсеместно достигает  $330^\circ$ , во время тропических приливов наблюдаются суточные приливы с кратковременной полной водой и длительным стоянием низкого уровня моря при замедленном его падении перед малой водой. В центральной части лимана вид суточных кривых уровня при тропических приливах от пункта к пункту меняется достаточно быстро, а угол  $\omega$  изменяется здесь от  $30^\circ$  до  $300^\circ$ .

В южной части лимана зимой наблюдаются приливы полусуточного типа.

В большинстве районов лимана величина зимних приливов в 1,5—2,5 раза меньше летних.

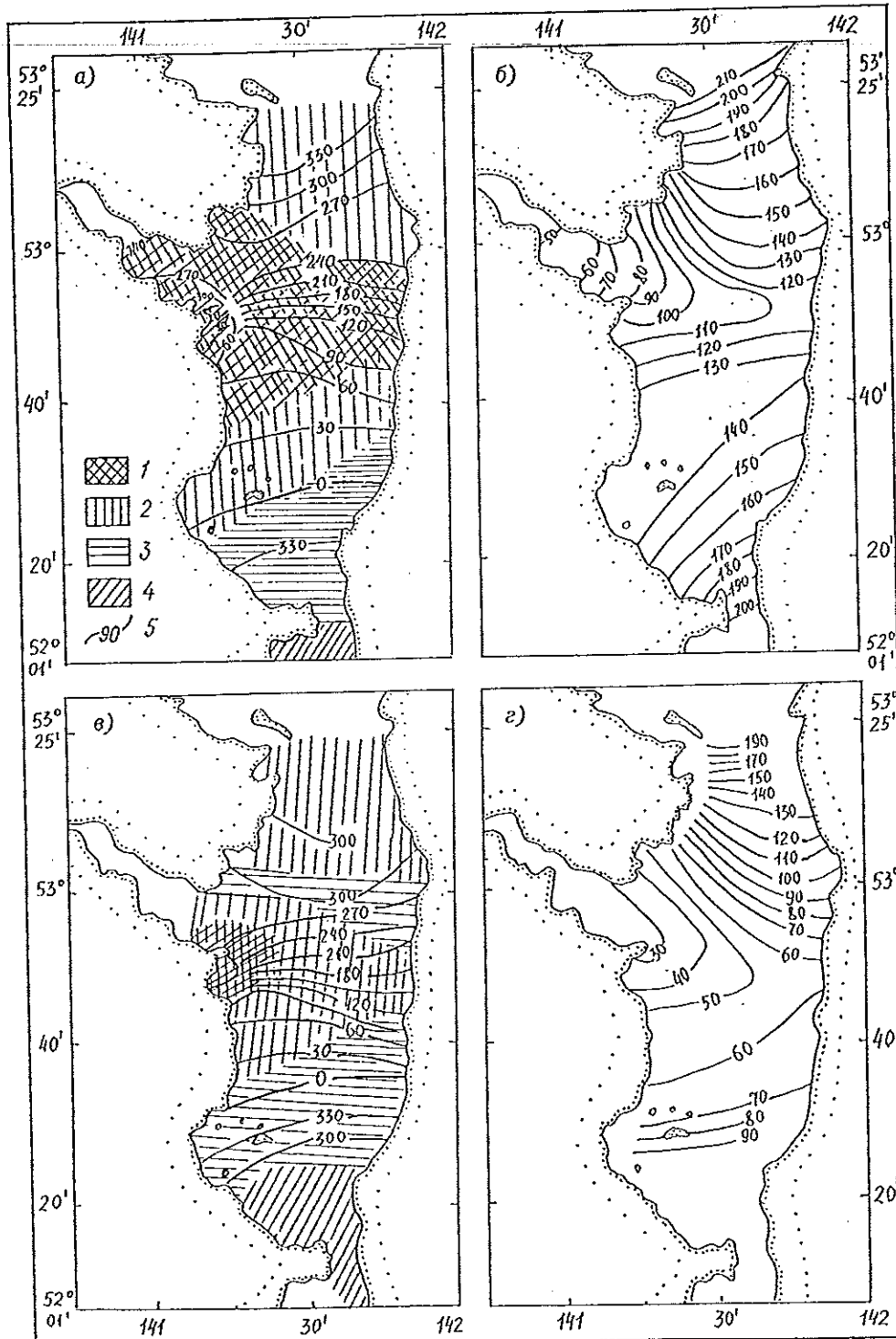


Рис. 5.8.  
 а, с — распределение характера приливов (1—4) и разности фаз  $\omega$  (...) (5) в Амурском лимане. Условные обозначения см. на рис. 5.7.  
 б, д — наибольшие возможные величины приливных колебаний уровня (см) в Амурском лимане. а, б — лето; в, д — зима.

#### 5.4. Характер и экстремальные величины приливных течений. Сулон

В Охотском море наблюдаются приливные течения всех типов, которые определяются теми же причинами, что и приливные колебания уровня моря — главным образом интерференцией приливных волн и морфометрией района. В некоторых случаях определен тип приливного течения наблюдается в пределах обширного района; в других (например, в Курильских проливах, где особенно ярко выражено взаимодействие приливных волн Тихого океана и Охотского моря, а также вследствие сложной морфометрии) — пространственное распределение приливных течений отличается большим разнообразием.

Поскольку в Охотском море наблюдается сложная прогрессивно-стоячая волна, суточный ход приливного течения отличается от суточного хода уровня моря. Вследствие изменчивости астрономических условий в суммарном приливе в различное время изменяется вклад полусуточной и суточной волн, а доля стоячей составляющей в полусуточном и суточном приливе здесь выражена неодинаково. Поэтому в различные моменты наблюдений максимальные приливные (и отливные) течения отстоят по времени от момента полной (и малой) воды неодинаково.

Приливные течения в шельфовых районах Охотского моря испытывают значительную изменчивость с глубиной. Она проявляется в изменении скорости, направления и характера суточного хода течения. Как показала в 1981 г. Супранович, это связано главным образом с величиной вертикального градиента плотности в слое скачка. Над слоем и под слоем скачка плотности могут развиваться течения даже с различным суточным ходом. Так, наблюдениями в мористых районах шельфа на севере Охотского моря зафиксированы такие случаи, когда над слоем скачка плотности в отдельные моменты развивались течения неправильного полусуточного, а ниже слоя скачка — неправильного суточного типов. Наибольшую изменчивость хода приливных течений с глубиной на шельфе Охотского моря следует ожидать в его северном притауином районе, во всей северо-западной части шельфа и в отдельных районах, прилегающих к п-ову Камчатка и о. Сахалин.

В этой связи следует отметить, что для гидродинамических расчетов приливов Охотского моря целесообразно применять не двухслойную, а трехслойную модель: верхний слой от поверхности до слоя скачка плотности, слой скачка плотности и толща вод ниже слоя скачка.

Ниже приводятся сведения о характере и скоростях приливного течения в поверхностном слое в отдельных районах Охотского моря.

На выходе из Амурского лимана показатель характера приливного течения  $J$  меняется от 1,4 до 15. Здесь преобладают течения с большой суточной составляющей. Наибольшая скорость приливного течения достигает 234 см/с вблизи северо-восточного побережья лимана на входе в Сахалинский фарватер. Южнее, на Сахалинском фарватере вблизи Рыбновска характер приливного течения также суточный ( $J > 5$ ). Наибольшие скорости приливного течения здесь составляют 127 см/с. В центральном

районе лимана характер приливного течения неправильный суточный, наибольшие скорости 195 см/с.

В устье лимана под северным берегом приливные течения очень малы, они здесь неправильные полусуточные.

Течения неправильного полусуточного типа с наибольшей скоростью 51 см/с наблюдаются и на Южном фарватере, от м. Пронге до м. Хусси, в прол. Невельского — правильные полусуточные с наибольшими скоростями от 78 до 156 см/с.

Зимой в устье р. Амура под северным берегом течения неправильные суточные, наибольшие скорости составляют 37—48 см/с.

В Шантарском районе преобладают полусуточные составляющие — волны  $M_2$  и  $S_2$ . Суточные приливные течения хорошо выражены только в проливах Северо-Восточном и Линдгольма. В соответствии с этим приливные течения по характеру относятся в основном к полусуточным и изменяются главным образом в зависимости от фаз Луны.

Наименьшие скорости приливного течения (75—94 см/с) отмечены в мористом районе на восточном подходе к о. Большой Шантар и у входа в зал. Ульбанский (вблизи м. Укурунуру). В остальных водах, омывающих Шантарские острова, максимальные скорости приливного течения составляют от 196 до 433 см/с; их наибольшие значения отмечены в Северо-Восточном проливе (388 см/с) и прол. Линдгольма (433 см/с).

В северном и северо-восточном районах Охотского моря (включая Тауйский район, зал. Шелихова и западное побережье п-ова Камчатка) отмечены течения неправильного полусуточного, неправильного суточного и суточного характеров.

Зона течений с большой полусуточной составляющей охватывает Тауйскую губу, подходы к ней и простирается на юго-восток, к западному побережью п-ова Камчатка. Наибольшие скорости неправильного полусуточного течения в Тауйской губе и на подходах к ней достигают 80 см/с, а в мористых районах — 40 см/с и менее.

В зал. Шелихова характер течения в основном неправильный суточный. Течения неправильные полусуточные наблюдаются в небольшой зоне, прилегающей к Ямску. Небольшие зоны течений суточного типа отмечены в центральном районе залива и на входе в залив, вблизи западного побережья п-ова Камчатка. В западных районах залива максимальные скорости приливных течений невелики (40—100 см/с), зато в восточных районах они достигают 200—220 см/с (при входе в Гижигинскую губу) и 300 см/с (вблизи западного побережья п-ова Камчатка на входе в залив, в области суточных течений).

Вдоль западного побережья п-ова Камчатка преобладают в основном течения неправильного суточного типа. В южных районах, прилегающих к побережью, максимальные скорости составляют 40—60 см/с, но к северу от широты 56° с. они резко возрастают и уже в районе Усть-Хайрюзова достигают 100 см/с, а далее к северу — 200—300 см/с и в вершине Гижигинской губы — 320 см/с.

На акватории Курильских проливов распределение типов течений и их максимальных скоростей показано на рис. 5.2 и 5.3 и приведено в работах В. А. Лучина [3, 4].

В Первом и Втором Курильских проливах наблюдаются неправильные полусуточные течения. В Тихом океане и Охотском море максимальные скорости составляют 2—3 уз, однако в узкости Первого Курильского пролива максимальная скорость достигает 283 см/с, а во Втором Курильском проливе — 268 см/с. В Четвертом Курильском проливе под северным берегом она составляет 206 см/с, а под южным — 103 см/с. В прол. Крузенштерна под северным берегом максимальная скорость равна 360 см/с.

В прол. Лаперуза и зал. Анива приливные течения весьма изменчивы по характеру вследствие интерференции приливных волн Охотского и Японского морей, неоднократного их отражения в самом проливе. Преобладают неправильные суточные течения, зона течений неправильного полусуточного типа отмечена в вершине зал. Анива. Здесь максимальные скорости приливных течений не превышают 60 см/с. Максимальная скорость приливного течения в прол. Лаперуза наблюдается на линии м. Соя — м. Крилльон и вблизи скалы Камень Опасности и может достигать 360 см/с.

В зал. Терпения, в его центральных и южных районах приливные течения имеют неправильный суточный, а в вершине залива и вблизи м. Терпения — неправильный полусуточный характер. В северной мелководной части залива максимальные скорости составляют 20—25 см/с, в южной — 60—65 см/с, уменьшаясь зимой до 15—20 см/с.

В прибрежной полосе восточного побережья о. Сахалин преобладают суточные, а в более морской — неправильные суточные течения. Максимальные скорости суммарного течения зафиксированы в прибрежной полосе. Так, у входа в Набильский залив отмечены скорости 250—260 см/с, а на траверзе зал. Пильтун, в 10 милях от берега, — 200 см/с. Средняя скорость суммарного течения, когда поток направлен на юг, составляет 100—120 см/с, а в фазе прилива — 20—40 см/с.

Сулой — сочетание волнового и вихревого движения частиц воды. Возникает главным образом при резком увеличении скорости приливного течения при выходе из узкости, из-за мыса или при встрече двух потоков. В нашей стране сулой значительной интенсивности наблюдаются только в Охотском море во всех проливах Курильской гряды, в

зал. Шелихова и в проливах между Шантарскими островами в районах с большими перепадами глубин, где развиваются течения скоростью выше 150 см/с.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вольцингер Н. Е., Пясковский Р. В. Основные океанологические задачи теории мелкой воды. — Л.: Гидрометеониздат, 1968. — 300 с.
2. Вольцингер Н. Е., Пясковский Р. В. Теория мелкой воды // Океанологические задачи и численные методы. — Л.: Гидрометеониздат, 1977. — 207 с.
3. Лучин В. А. Особенности колебаний уровня и приливных течений в проливах Курильской гряды // Тр. ДВНИГМИ. — 1988. — Вып. 39. — С. 52—59.
4. Лучин В. А. Структура приливного потока в проливах Курильской гряды // Тр. ДВНИГМИ. — 1988. — Вып. 39. — С. 46—52.
5. Полукаров Г. В. Вычисление гармонических постоянных уровня для Охотского моря // Тр. ГОИН. — 1956. — Вып. 33 (45). — С. 92—97.
6. Полукаров Г. В. Численный метод определения составляющих скорости приливного течения // Тр. ГОИН. — 1956. — Вып. 33 (45). — С. 115—126.
7. Полукаров Г. В. Численные методы определения уровня прилива и скорости приливо-отливных течений // Тр. ГОИН. — 1957. — Вып. 38. — С. 11—25.
8. Полукаров Г. В. Интегрирование уравнений приливов // Тр. ГОИН. — 1960. — Вып. 57. — С. 89—120.
9. Пясковский Р. В., Сгибнева Л. А. О приливном движении в мелководном заливе // Тр. ГОИН. — 1974. — Вып. 121. — С. 22—31.
10. Руководство по обработке наблюдений над уровнем моря. — Л.: Изд. Управления начальника гидрографической службы военно-морского флота, 1957. — 307 с.
11. Сафронов Г. Ф., Сгибнева Л. А. Численное решение задачи Пуанкаре теории прилива в окраинном море со сложным рельефом дна // Тр. ГОИН. — 1979. — Вып. 144. — С. 33—43.
12. Сгибнева Л. А. Метод теоретического расчета приливов Штернека—Дефанта и опыт его применения // Тр. ГОИН. — 1957. — Вып. 40. — С. 3—18.
13. Сгибнева Л. А. О распространении приливной волны в Пенжинской губе Охотского моря // Тр. ГОИН. — 1975. — Вып. 126. — С. 51—63.
14. Сгибнева Л. А. Изменчивость гармонических постоянных приливов как следствие нелинейных эффектов // Тр. ГОИН. — 1981. — Вып. 156. — С. 33—41.
15. Супранович Т. И., Чупахина Т. Н., Нечаяк Т. Т. Некоторые особенности динамики приливной волны на шельфе Охотского моря // Тр. ДВНИГМИ. — 1988. — Вып. 39. — С. 28—35.
16. Ogura S. The Tides in the Seas Adjacent to Japan // Bull. Hydr. Depart. Imp. Jap. Navy. — 1933. — Vol. 7. — 189 p.

## 4. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

### 4.1. Изученность вопроса

Гидрометеорологические исследования Охотского моря начались в XIX в. одновременно с освоением его биологических ресурсов, бурным развитием судоходства и укреплением торгово-экономических связей России с соседними странами. Торговые, военные и промысловые суда вели попутные наблюдения за ветром и температурой воды. Первые наблюдения за природными явлениями были эпизодическими, неполными, отличались недостаточной точностью и умозрительностью выводов.

Во второй половине XIX в. накопленные материалы позволили сделать первое обобщение по гидрологии моря, выполненное Л. И. Шренком [59, 60]. В дальнейшем С. О. Макаров [31] существенно развил и уточнил выводы Шренка. Он впервые составил карты распределения температуры воды и удельного веса на поверхности Охотского моря, отметил наличие в море холодного промежуточного слоя (как результат опускания поверхностных вод при охлаждении осенью и осолонении зимой), установил факт выхода глубинных вод на поверхность у полуостровов Кони и Пьягина и Курильских островов и указал на большую суточную изменчивость температуры воды.

В 30-х годах текущего столетия в связи с проблемой освоения природных ресурсов советского Дальнего Востока и омывающих его морей экспедиционные исследования приобретают целенаправленный и последовательный характер. В 1932 г. ТИНРО и ГГИ провели первую советскую океанографическую экспедицию под руководством К. М. Дерюгина [44]. По ее результатам были выявлены основные черты термического режима вод моря (распределение температуры по пространству и по вертикали). В это же время Охотскому морю уделяют большое внимание и японские ученые, которые по материалам своих экспедиций составили правильное представление о гидрологической структуре вод и отметили роль тихоокеанских вод, проникающих через Курильские проливы и прол. Лаперуза, в формировании гидрологического режима моря [23].

Следующий этап изучения Охотского моря относится к 50-м и 60-м годам, когда на акватории моря начинается работать комплексная океанографическая экспедиция ИОАН на э/с „Витязь”. Активное участие в исследованиях гидрологии Охотского моря начинают принимать в эти годы ДВНИГМИ, ТИНРО, Дальневосточное УГМС и Гидрографическая служба Краснознаменного Тихоокеанского флота (КТОФ). На основе собранного обширного материала многие исследователи рассмотрели ряд отдельных проблем гидрологии вод моря. Так, на значительное влияние проливов Курильской гряды на процессы, протекающие в море, указывалось в работах К. Т. Богданова [5], П. В. Ушакова [54], С. В. Бруевича и др. [6], А. К. Леонова [28], К. В. Моршкина [34], А. М. Баталова и Н. Г. Васюковой [3], Л. П. Якунина [62], А. С. Перегудина [40], Г. В. Румянцева [45]. При этом отмечалась сложность термодинамических процессов в самих проливах Ку-

рильской гряды. Уделено внимание и воздействию ветви теплых цусимских вод (течения Соэя) на термическое состояние поверхностных вод юго-западной части моря как в теплый, так и в холодный периоды [29, 33].

Термический режим моря исследовали Т. Т. Винокурова [13, 14], В. М. Глагольев и А. Д. Ковалев [18], Г. А. Цапко [57], В. И. Чернявский [58]. Вертикальная структура вод рассмотрена в работе А. К. Леонова [28]. Связи гидрологических условий с химией вод и биологическими объектами уделяли внимание П. В. Ушаков [54], С. В. Бруевич и др. [6] и О. А. Харитонова [56]. Роль отдельных составляющих теплового баланса в гидрологических процессах моря исследовали А. М. Баталов и Н. Г. Васюкова [3], Л. П. Якунин [62]. Вопросы конвективного перемешивания и изменчивости структуры деятельного слоя исследовали Б. И. Тюрков [53], а также А. Д. Добровольский и Ю. А. Владимирцев [24]. Н. Б. Мерцалова (1956) изучала холодный промежуточный слой, его распределение по акватории моря в течение года, температуру и толщину по материалам 2464 гидрологических станций с 1887 по 1951 г. Проведена систематизация информации по месяцам для двухградусных квадратов.

Помимо вышеперечисленных, появляются и монографические работы А. К. Леонова [29], К. В. Моршкина [33], Т. И. Супранович (1969, 1973), в которых довольно полно освещены гидрологические особенности Охотского моря и подведен итог предыдущим исследованиям.

Леонов [29], исследовав водные массы, заполняющие котловину Охотского моря, пришел к выводу, что в этом регионе присутствуют тихоокеанские воды, поступающие через Курильские проливы и прол. Лаперуза, а также воды материкового стока и атмосферных осадков. Толщину вод Охотского моря автор делит на следующие четыре слоя:

1) глубинная тихоокеанская водная масса, располагающаяся ниже 1000—1300 м, с температурой 1,8—2,3 °С и соленостью 34,0—34,7 ‰;

2) поверхностная охотоморская водная масса с температурой в зимнее время -1,8...-3,0 °С и летом -1,5...15 °С, соленостью 32,8—33,8 ‰, нижняя граница которой проходит по наиболее охлажденной в процессе зимней конвекции части верхнего слоя;

3) промежуточная охотоморская водная масса, находящаяся между нижней границей поверхностной водной массы (200—400 м) и верхней границей глубинной тихоокеанской водной массы. Температура ее -1,7...-2,3 °С, соленость 33,2—34,5 ‰;

4) прибрежная водная масса, образующаяся в результате существенного, но локального опреснения. Температура ее в зависимости от района в среднем колеблется летом от 8 до 15 °С, зимой от -1 до 0 °С, а соленость ниже 30 ‰.

Помимо водных масс, Леонов исследовал поступление тепла в море и его перераспределение, вертикальную структуру, особенности пространственной и временной изменчивости температуры, солености и плотности вод Охотского моря, а также

уделил внимание процессам перемешивания вод и их гидрологическим следствиям.

Морошкин в своей монографии [33] обобщил материалы наблюдений и развил существующие представления о гидрологических процессах в море. Он опирался на наиболее полный к тому времени массив данных (около 11 000 гидрологических станций). Привлекая карты пространственного распределения характеристик, вертикальные разрезы и рассчитанные значения вертикальной устойчивости, Морошкин выделил в море следующие пять водных масс:

1) поверхностная охотоморская вода с соленостью 32,5 ‰. Она имеет три модификации: весеннюю (температура 2,5 °С), летнюю (температура 12—13 °С) и осеннюю, которая в зависимости от месяца (с октября по декабрь) и района моря имеет температуру от 0 до 11 °С. Весенняя и летняя модификации не проникают дальше горизонта 40 м;

2) охотоморская водная масса (температура около -1 °С, соленость — 32,0 ‰), которая находится в слое 40—150 м;

3) промежуточная водная масса (температура 1,5 °С, соленость 33,7 ‰), располагающаяся в слое от 100—150 м до 400—700 м;

4) глубинная тихоокеанская водная масса, приуроченная к слою 600—1300 м, имеющая соленость 34,3 ‰. В ней расположены максимум температуры и минимум содержания кислорода;

5) водная масса южной котловины, распространенная от горизонта 1350 м до дна (температура -1,8 °С, соленость 34,7 ‰).

Морошкин [33] более строго подходит к определению границ водных масс и считает, что Леонов некорректно определил нижнюю границу поверхностной охотоморской водной массы поверхностью минимальных температур. По его мнению, поверхность минимальных температур является ядром водной массы. Привлекая данные по распределению устойчивости с глубиной, он показывает, что конвекция может достигать глубины не более 250—300 м, а не 1000—1500 м, как у Леонова. Автор исследовал также пространственно-временную структуру температуры и солености. Впервые с привлечением фактического материала доказано существование второго (глубинного) холодного слоя, располагающегося между горизонтами 250 и 600 м.

Начиная со второй половины 60-х и до конца 70-х годов в исследовании моря отмечается значительный спад. Это связано с тем, что большинство мореведческих организаций бывшего Советского Союза в это время переключилось на океаническую тематику. На акватории Охотского моря выполнялись специальные задачи Гидрографической службы КТОФ. Сократился объем наблюдений рыбохозяйственных организаций, практически закрыли здесь свои работы академические подразделения, а исследовательские суда Госкомгидромета СССР ограничивались только попутными наблюдениями и нерегулярным выполнением четырех вековых разрезов.

Однако обобщения материалов экспедиций продолжают. К наиболее значительным работам этого периода можно отнести „Атлас температуры воды Охотского моря” и „Атлас солености воды Охотского моря” [2], выполненные под руководством Л. Е. Веселовой и Г. А. Цапко соответственно.

Обобщение данных по температуре воды Охотского моря по существу явилось первым полным пособием по термике вод исследуемого района, в основу которого положены данные океанографических экспедиционных исследований с 1937 по 1966 г., гидрометеорологические наблюдения прибрежных и островных гидрометстанций (за весь период их работы), материалы авиационных температурных съемок за 1967—1969 гг. Распределение использованных материалов океанографических наблюдений в течение года и по глубине представлено в табл. 4.1. Большинство данных приходится на теплую половину года (из 36 720 станций на период с июня по ноябрь приходится 31 743).

В своих последующих работах Веселова исследует вертикальную термическую стратификацию вод, делает попытку расчета коэффициента вертикальной температуропроводности в море [18], дополняет сведения о пространственном распределении температуры поверхностного слоя и дает объяснения региональным особенностям, которые подтверждаются данными конкретных съемок [19]. Автор уделяет внимание временной изменчивости термического состояния толщи вод моря различных временных масштабов, особенностям годового хода температуры воды на поверхности в южной части Охотского моря [11], прогнозу термического состояния вод [10, 12].

Таблица 4.1

Количество наблюдений, использованных при составлении атласов Охотского моря

Глубина наблюдений, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
По температуре (Л. Е. Веселова, 1969 г.)												
0—100	166	168	192	1278	2526	7579	7226	7522	5246	3002	1174	647
До 200	39	80	105	90	514	2113	2795	2493	1140	518	172	169
До 500	9	17	31	17	192	651	1187	307	361	185	72	80
До 1500	1	1	—	—	24	128	73	76	26	28	11	14
До 3000	—	—	—	—	3	5	17	4	3	4	3	—
У дна	133	84	61	1012	2676	6487	7106	5809	4342	2677	859	582
По солености (Г. А. Цапко, 1975 г.)												
0—100	28	22	74	484	1688	2583	3739	3297	2246	1442	446	409
До 200	6	10	10	50	390	908	1210	899	788	466	91	178
До 500	4	—	7	12	214	476	554	394	118	256	42	83
Свыше 1500	2	—	7	—	24	87	35	32	—	—	13	15

В основу „Атласа солености вод Охотского моря” положены океанографические исследования с 1938 по 1973 г. Обработан массив наблюдений 16 458 гидрологических станций. Распределение наблюдений весьма неоднородно как во времени, так и по глубине (см. табл. 4.1). Атлас содержит ежемесячные карты среднего многолетнего распределения солености на горизонтах 0, 10, 25, 50, 100 м и карты средних годовых значений на горизонтах 200, 500 и 1000 м. Внутригодовые изменения солености считались незначительными и не учитывались. В своей следующей работе Цапко рассмотрела особенности распределения температуры и солености вод на шельфе о. Сахалин (внутригодовую и суточную изменчивость на береговых станциях и в открытом море).

Роль речного стока в распределении температуры и солености вод устьевого взморья р. Амура Цапко исследовала в работе [57]. Показано, что в годовом ходе солености поверхностного слоя (включая и Сахалинский залив) прослеживаются по два максимума и минимума, которые связаны с таянием льдов и снежного покрова, а также поступлением паводковых вод. Первый минимум средней месячной солености вод в Сахалинском заливе наблюдается в июне, второй — в сентябре, а максимумы — в конце июля — начале августа и в феврале — марте.

Большое внимание процессам, происходящим в Курильских проливах и на акваториях, прилегающих к Курильским островам, уделено в работах Супранович. Обобщив все имеющиеся данные инструментальных измерений течений в этом районе, а также исследования предыдущих авторов, она впервые представила для всех проливов грады сведения по водообмену Охотского моря с Тихим океаном.

На основе материалов 150 экспедиций (4617 гидрологических станций) Супранович в 1973 г. исследовала сезонную изменчивость структуры вод в Курильских проливах и прилегающих водах Охотского моря и Тихого океана. Были уточнены термохалинные индексы трех типов вертикальной структуры вод этого района (охотоморской, тихоокеанской и курильской разновидностей субарктической структуры), а также рассмотрена их эволюция от сезона к сезону. Получено, что нижняя граница холодного промежуточного слоя в проливах заглублена до горизонта 400 м и в нем не наблюдается отрицательных значений температуры.

Со второй половины 70-х годов возрождаются комплексные и широкомасштабные океанографические исследования Охотского моря, связанные с государственными проектами „Шельф” и „Моря”. Наблюдения проводятся как летом, так и в зимнее время преимущественно научно-исследовательскими судами Росгидромета. На большинстве океанографических станций проводятся гидрохимические определения. Возрастает объем и качество наблюдений ТИНРО-ТУРНИФ (Тихоокеанское управление рыболовства и научно-исследовательского флота), которые выполняют сравнительно регулярные исследования на значительных участках акватории моря. Экспедиционные суда РАН и Гидрографической службы КТОФ ограничиваются попутными и узкоспециализированными наблюдениями.

В отношении результатов предшествующих работ можно отметить, что к настоящему времени довольно хорошо исследовано пространственное

распределение гидрологических характеристик в различные периоды года, проанализированы обуславливающие их факторы, сложилось правильное представление о вертикальной структуре вод моря. Все это, несомненно, имеет научное и практическое значение для океанологов и специалистов рыбохозяйственных и прогностических организаций. Однако вопросы изменчивости характеристик различного масштаба исследованы недостаточно, не проработан в должной мере вопрос выделения гидрологических сезонов и нижней границы деятельного слоя (у различных авторов она варьирует от 100 до 1300 м). Главная причина, на наш взгляд, заключается в различиях методических подходов и недостатке используемых данных.

Имеющийся в настоящее время в ДВНИГМИ массив океанографических данных (более 50 000 станций) значительно превышает массив, использованный Веселовой и Цапко. Существенно возросло количество наблюдений в холодную половину года. Все это позволяет более полно исследовать гидрологические особенности Охотского моря и уточнить сведения о его режиме.

## 4.2. Использованный материал и методы его обработки

Исходными данными для настоящей работы послужили все глубоководные гидрологические наблюдения на акватории Охотского моря с 1930 по 1988 г. Общее количество станций, полученных в 876 экспедиционных рейсах, составляет 51 607. В основном это отечественные данные, но есть материалы судов Японии и США (табл. 4.2).

Таблица 4.2

Вклад отдельных государств в океанографический массив данных Охотского моря

Страна	Количество рейсов	Количество станций	Период работ
СССР	767	49 237	1930—1988 гг.
Япония	105	2 342	1932—1948 гг., 1954, 1957—1976 гг.
США	4	28	1962—1963 гг.

Со стороны бывшего Советского Союза наблюдения в основном выполнены экспедиционными судами Госкомгидромета СССР, ТИНРО—ТУРНИФ, Гидрографической службы КТОФ, АН СССР.

Для анализа суточной изменчивости температуры воды привлечены данные Л. Е. Веселовой, которая систематизировала и обработала все многосерийные станции с 1932 по 1966 г. общим числом 605. На лето приходится 62 % наблюдений, на осень — 33 %, на весну — 5 % и на зиму — 1 %. Продолжительность наблюдений отражена в табл. 4.3.

Таблица 4.3

Число многосерийных станций в Охотском море с различной продолжительностью работ (общее число станций 605)

Продолжительность работ, сут . . . . .	15	10	15	6	10	5	3	4	2	1	<1
Число станций . . . . .	3	3	1	7	6	15	544	26			

Согласно рис. 4.1, многосерийные гидрологические станции на Охотском море в основном приурочены к важным в навигационном отношении проливам, заливам, бухтам и подходам к портам, а также к шельфовым рыбопромысловым районам.

Начиная с 1967 г. массив многосерийных станций пополнился и к настоящему времени увеличился на 133 серии наблюдений. Подавляющее их большинство произведено в Тауйской губе, прол. Лаперуза и в зал. Анива. Незначительное количество наблюдений приходится на проливы Курильской гряды и воды, прилегающие к южной оконечности п-ова Камчатка. Таким образом, за последнее время не произошло качественного улучшения имеющегося массива многосерийных океанографических станций.

Для характеристики процессов, происходящих в прибрежных водах, данные взяты из морских гидрометеорологических ежемесячников Охотского

моря и „Ежегодниках о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек” (Т. 9, ч. 1). На основе этой информации за период с 1965 по 1985 г. получены средние многолетние значения температуры и солёности воды для поверхностного слоя.

Несмотря на то что до середины 1988 г. в Охотском море проведено 876 рейсов, собранных данных в любой отдельной экспедиции или даже в течение всего года недостаточно для выделения всех особенностей гидрологического состояния моря. Это связано с тем, что при океанографических съемках, покрывающих почти всю акваторию моря, расстояния между станциями были довольно велики (нередко достигали 80—100 миль), а сами съемки сильно растянуты во времени. Во многих экспедициях (особенно до 50—60-х годов) не проводились определения солёности (это характерно для экспедиционных судов ТУРНИФ и в настоящее время), а в некоторых рейсах определения солёности дела-

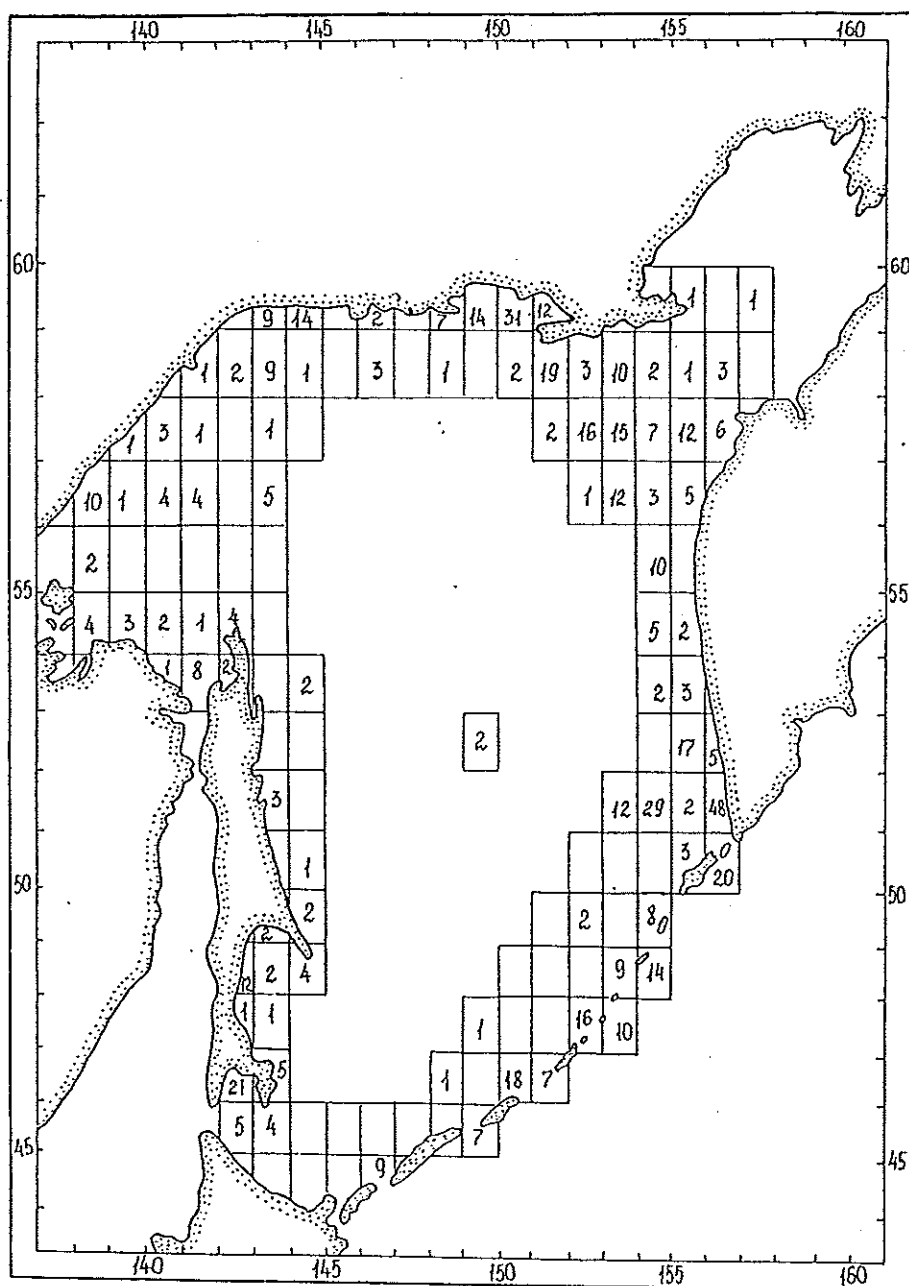


Рис. 4.1. Распределение многосерийных гидрологических станций на акватории Охотского моря.

лись не на всех станциях. Кроме того, в большинстве экспедиций по разным причинам (погодные условия, приборная база, специальные задачи рейса) не проводились глубоководные наблюдения.

До систематизации и обработки всех наблюдений был выполнен в два этапа контроль качества данных. На первом этапе, аналогично работам [4, 22, 41], выяснялось, входило ли сомнительное значение элемента в интервал значений, когда-либо наблюдаемых в природе, и если нет, то оно браковалось. Затем на тех станциях, где не была ранее вычислена соленость морской воды по известной хлорности, выполнялась эта операция. Все наблюдения приводились к стандартным горизонтам, а посредством линейной интерполяции, где возможно, восстанавливались пропуски в наблюдениях.

На втором этапе вначале проводилась разбивка всего имеющегося массива по месяцам и для каждо-

го месяца на конкретных горизонтах и для всех наблюдаемых элементов находились средние значения, а также средние квадратические отклонения. Значения, выходящие за пределы  $\bar{x} \pm 3\sigma$ , браковались.

Конечно, данная процедура не является идеальной. Наиболее достоверным является контроль данных в пределах локальных и однородных в гидрологическом отношении регионов. Однако здесь дополнительно возникают сложности их корректного выделения.

Далее информация отсортировывалась в одноградусные квадраты, при этом исключались дубли гидрологических станций, являющиеся неизбежным следствием обобщения массового материала наблюдений, взятого из различных источников. Сетка одноградусных квадратов для северной и южной частей моря представлена на рис. 4.2.

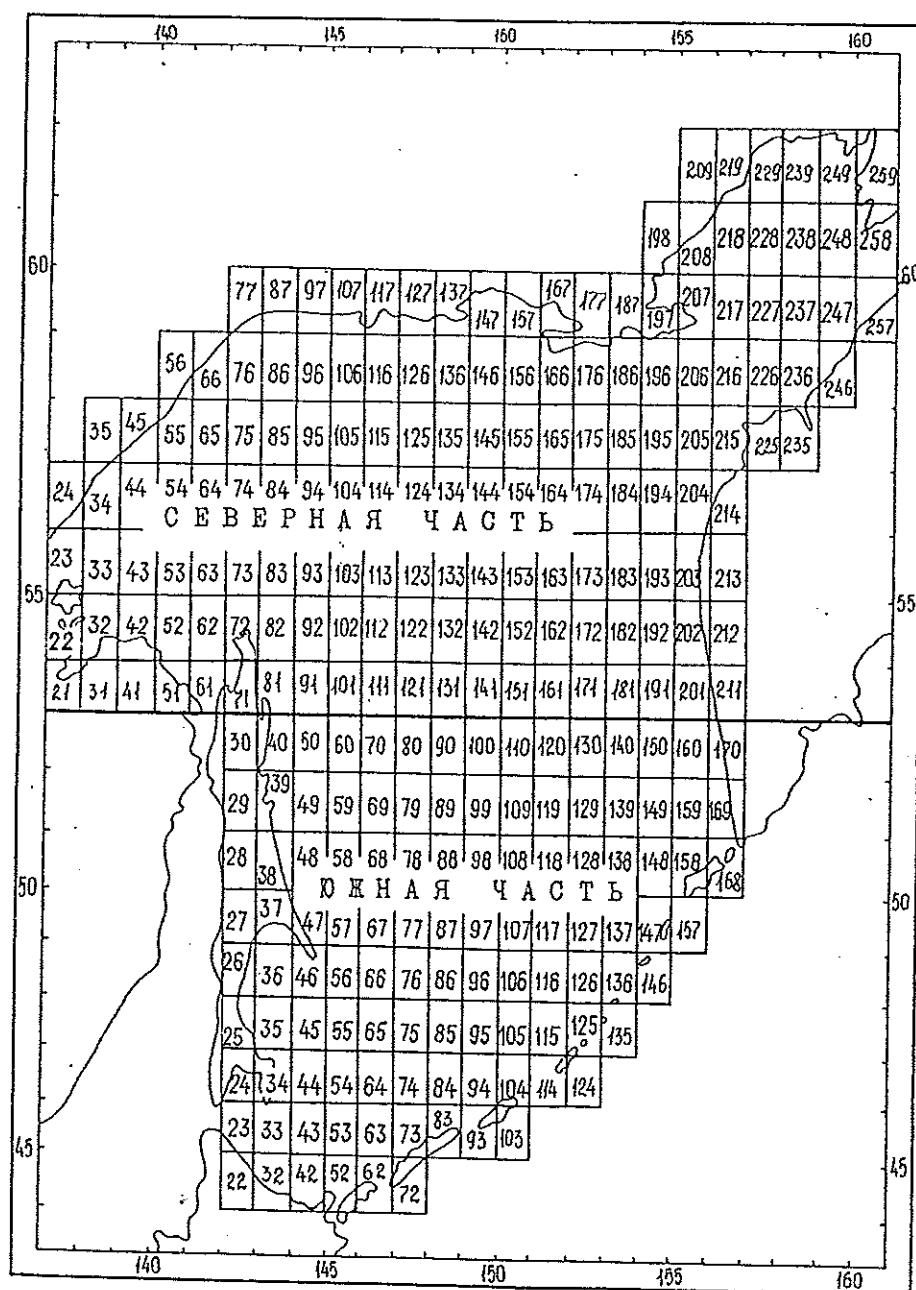


Рис. 4.2. Схема одноградусных квадратов осреднения океанографических данных.

После этого в каждом квадрате на стандартных горизонтах были рассчитаны средние значения и средние квадратические отклонения и выбраны максимумы и минимумы для всех элементов. Указанные статистики отнесены к центрам соответствующих квадратов.

При построении карт и графиков распределения гидрологических элементов проводилась дополнительная оценка качества полученных характеристик с учетом региональных особенностей гидрометеорологического режима.

Распределение океанографических станций по акватории моря представлено на рис. 4.3. Видно, что наименее освещены наблюдениями (не более 100 гидрологических станций в одноградусном квадрате за весь период наблюдений) открытые

районы моря и зал. Шелихова. По мере приближения к берегам количество станций возрастает и на отдельных участках шельфа (например, заливы Терпения и Анива, Тауйская губа и шельф вблизи п-ова Камчатка) составляет более 500 в одном квадрате.

С глубиной количество наблюдений резко уменьшается (рис. 4.4). На горизонте 500 м (рис. 4.4 а) только на периферии южной части моря в отдельных квадратах оно достигает 500.

На горизонте 1 500 м (рис. 4.4 б) в подавляющем большинстве квадратов число наблюдений не превышает 5—15 и лишь вблизи Курильских островов увеличивается до 50—100.

Довольно неравномерно распределена информация и в течение года, о чем свидетельствует табл. 4.4. На теплую половину года (с мая по октябрь) прихо-

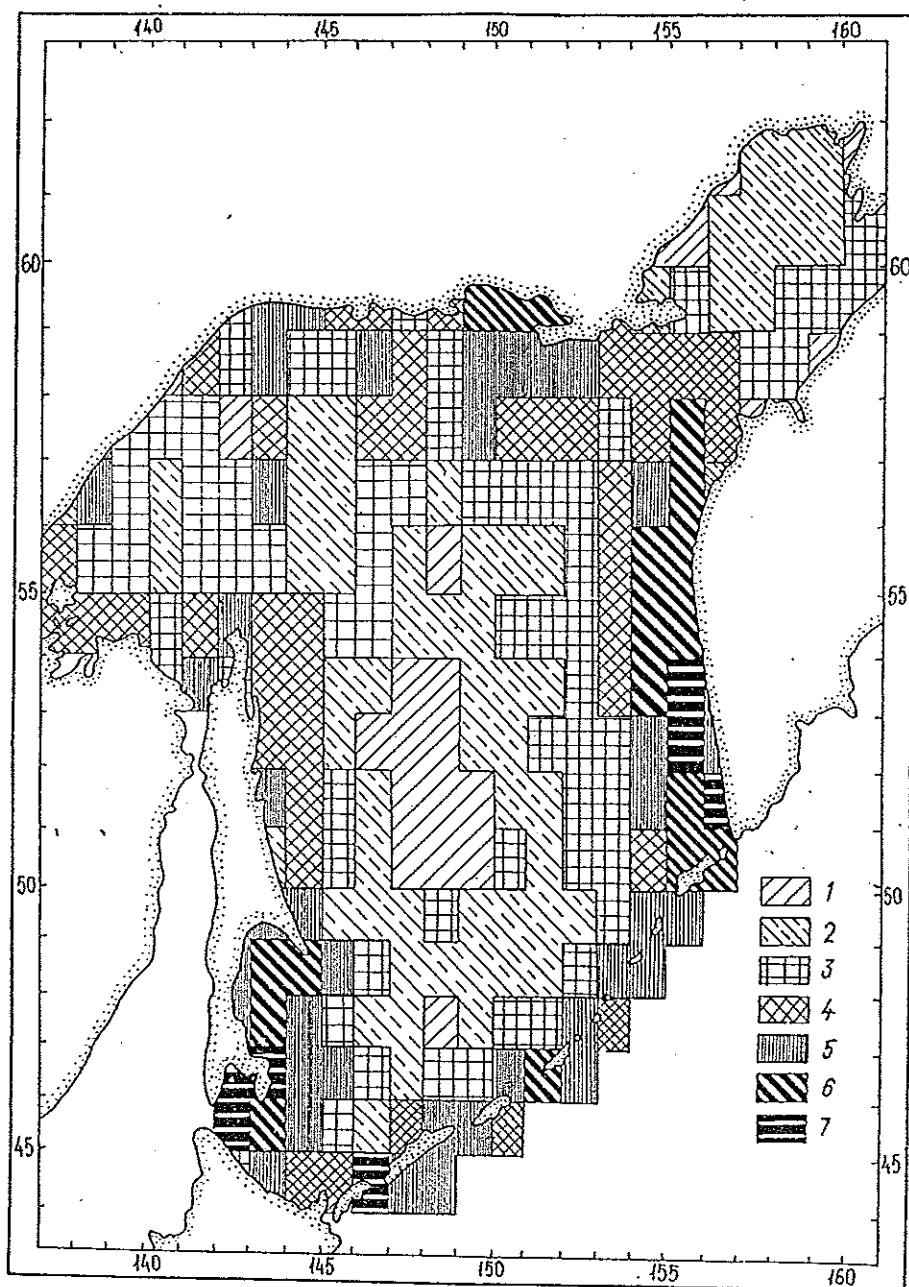


Рис. 4.3. Плотность распределения океанографической информации (количество станций) на акватории Охотского моря.

1) до 25; 2) 26—50; 3) 51—100; 4) 101—200; 5) 201—500; 6) 501—1000; 7) более 1000.

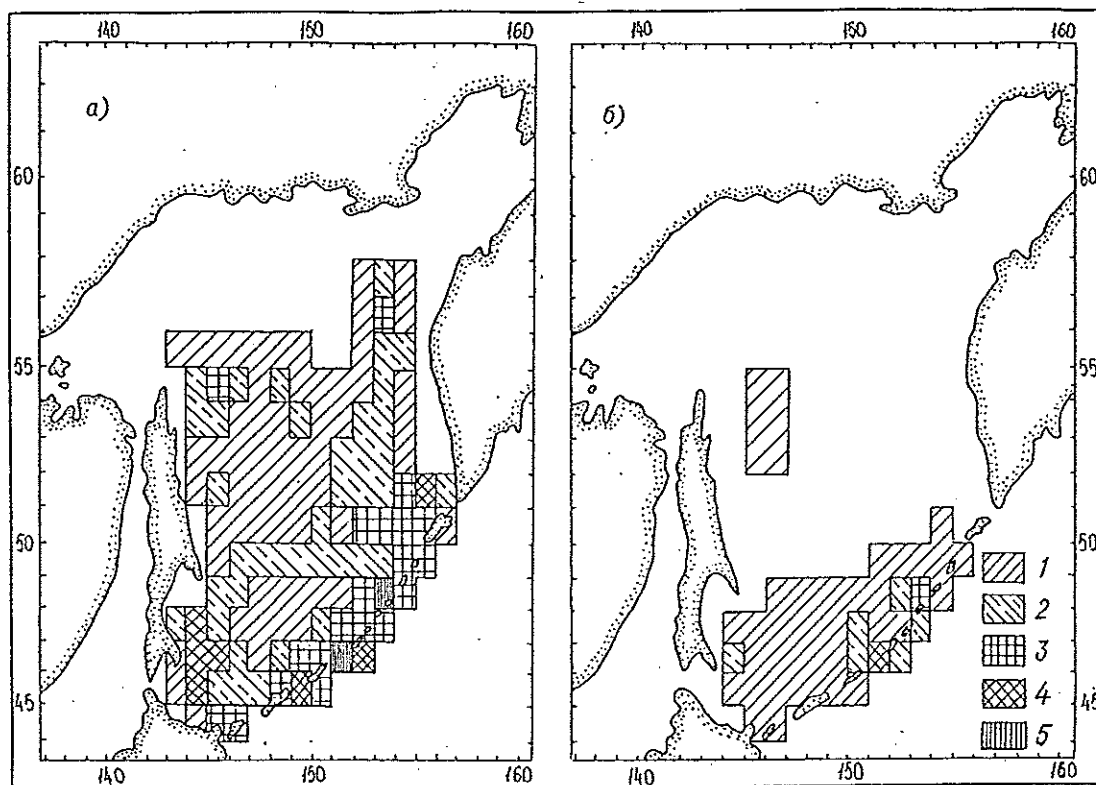


Рис. 4.4. Плотность распределения океанографической информации (количество станций) на акватории Охотского моря на горизонте 500 м (а) и 1500 м (б).

Условные обозначения см. на рис. 4.3.

дится более 80 % наблюдений. Резко убывает количество станций с глубиной: на горизонте 200 м (по сравнению с поверхностным) их менее 1/3.

В значительной части квадратов, охватывающих большую часть Охотского моря, нет наблюде-

ний в холодную половину года из-за наличия мощного ледяного покрова во многих областях моря, частых и жестоких штормов, затрудняющих производство экспедиционных исследований, а также низкой температуры воздуха.

Таблица 4.4.

Распределение количества наблюдений за температурой воды (числитель) и соленостью (знаменатель) в Охотском море

Горизонт, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
0	$\frac{801}{259}$	$\frac{1021}{429}$	$\frac{1184}{408}$	$\frac{2375}{961}$	$\frac{3720}{2218}$	$\frac{7923}{5318}$	$\frac{9545}{6724}$	$\frac{10409}{7693}$	$\frac{6390}{4172}$	$\frac{4503}{2396}$	$\frac{2269}{1644}$	$\frac{1467}{1082}$	$\frac{51607}{33798}$
100	$\frac{443}{185}$	$\frac{646}{337}$	$\frac{684}{303}$	$\frac{1017}{462}$	$\frac{1741}{1395}$	$\frac{4009}{3228}$	$\frac{4157}{3289}$	$\frac{4103}{3083}$	$\frac{2723}{1845}$	$\frac{2147}{1471}$	$\frac{1293}{1048}$	$\frac{973}{879}$	$\frac{23936}{17525}$
200	$\frac{240}{129}$	$\frac{447}{233}$	$\frac{492}{260}$	$\frac{528}{313}$	$\frac{1023}{863}$	$\frac{2638}{2343}$	$\frac{2361}{1905}$	$\frac{2215}{1700}$	$\frac{1636}{1119}$	$\frac{1190}{866}$	$\frac{766}{663}$	$\frac{644}{585}$	$\frac{14080}{11029}$
500	$\frac{74}{73}$	$\frac{106}{96}$	$\frac{119}{113}$	$\frac{115}{108}$	$\frac{449}{415}$	$\frac{1015}{953}$	$\frac{980}{852}$	$\frac{920}{740}$	$\frac{478}{353}$	$\frac{571}{455}$	$\frac{279}{268}$	$\frac{242}{243}$	$\frac{5348}{4668}$
1000	$\frac{39}{42}$	$\frac{7}{7}$	$\frac{48}{47}$	$\frac{36}{68}$	$\frac{155}{155}$	$\frac{439}{317}$	$\frac{320}{303}$	$\frac{286}{262}$	$\frac{132}{116}$	$\frac{187}{160}$	$\frac{161}{159}$	$\frac{121}{115}$	$\frac{1931}{1751}$
1500	$\frac{23}{23}$	$\frac{3}{3}$	$\frac{27}{25}$	$\frac{11}{23}$	$\frac{73}{72}$	$\frac{207}{200}$	$\frac{96}{95}$	$\frac{158}{122}$	$\frac{51}{51}$	$\frac{68}{63}$	$\frac{56}{48}$	$\frac{75}{59}$	$\frac{848}{784}$
2000	$\frac{10}{10}$	—	$\frac{7}{5}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{46}{44}$	$\frac{134}{122}$	$\frac{27}{24}$	$\frac{39}{37}$	$\frac{14}{15}$	$\frac{33}{33}$	$\frac{30}{27}$	$\frac{37}{29}$	$\frac{378}{348}$
3000	—	—	—	$\frac{—}{1}$	$\frac{17}{17}$	$\frac{32}{31}$	$\frac{8}{8}$	$\frac{10}{10}$	$\frac{2}{1}$	$\frac{16}{16}$	$\frac{4}{5}$	$\frac{8}{8}$	$\frac{97}{97}$

### 4.3. Температура воды

Термическая структура вод Охотского моря является важной характеристикой, необходимой для целей гидрометеорологических прогнозов, освоения ресурсов моря и др. Знание распределения температуры воды по акватории моря способствует выявлению динамически активных и сравнительно спокойных районов моря, а характеристики изменчивости ежемесячных полей температуры поверхностного слоя в течение года (совместно с закономерностями вертикального распределения) являются основой для климатического прогноза термического состояния вод моря.

В настоящей главе рассматриваются особенности пространственно-временной изменчивости температуры воды в Охотском море.

#### 4.3.1. Вертикальное распределение

Распределение температуры воды по вертикали зависит от теплового баланса поверхности моря, переноса тепла течениями, процессов конвекции и

турбулентного перемешивания, внутренних волн и других факторов, находящихся в сложном взаимодействии друг с другом [1].

Процессы, происходящие в толще вод Охотского моря, а также атмосферные процессы над его поверхностью формируют характерные кривые вертикального распределения температуры воды, которые представлены на рис. 4.5 и 4.6. Толщу вод Охотского моря в зависимости от происходящих в ней термодинамических процессов можно в первом приближении разбить на несколько слоев.

Самый верхний (деятельный) слой — наиболее динамически активный, с хорошо развитым сезонным термоклином. Его отличительная черта — понижение температуры воды с глубиной в теплое время года. Затем простирается слой главного термоклина, нижней границей которого является горизонт глубинного максимума температуры. В этом слое наблюдается постоянное возрастание температуры, а происходящие в нем процессы более продолжительны, чем в деятельном слое. Далее до дна простирается глубинный слой, в котором всевозмож-

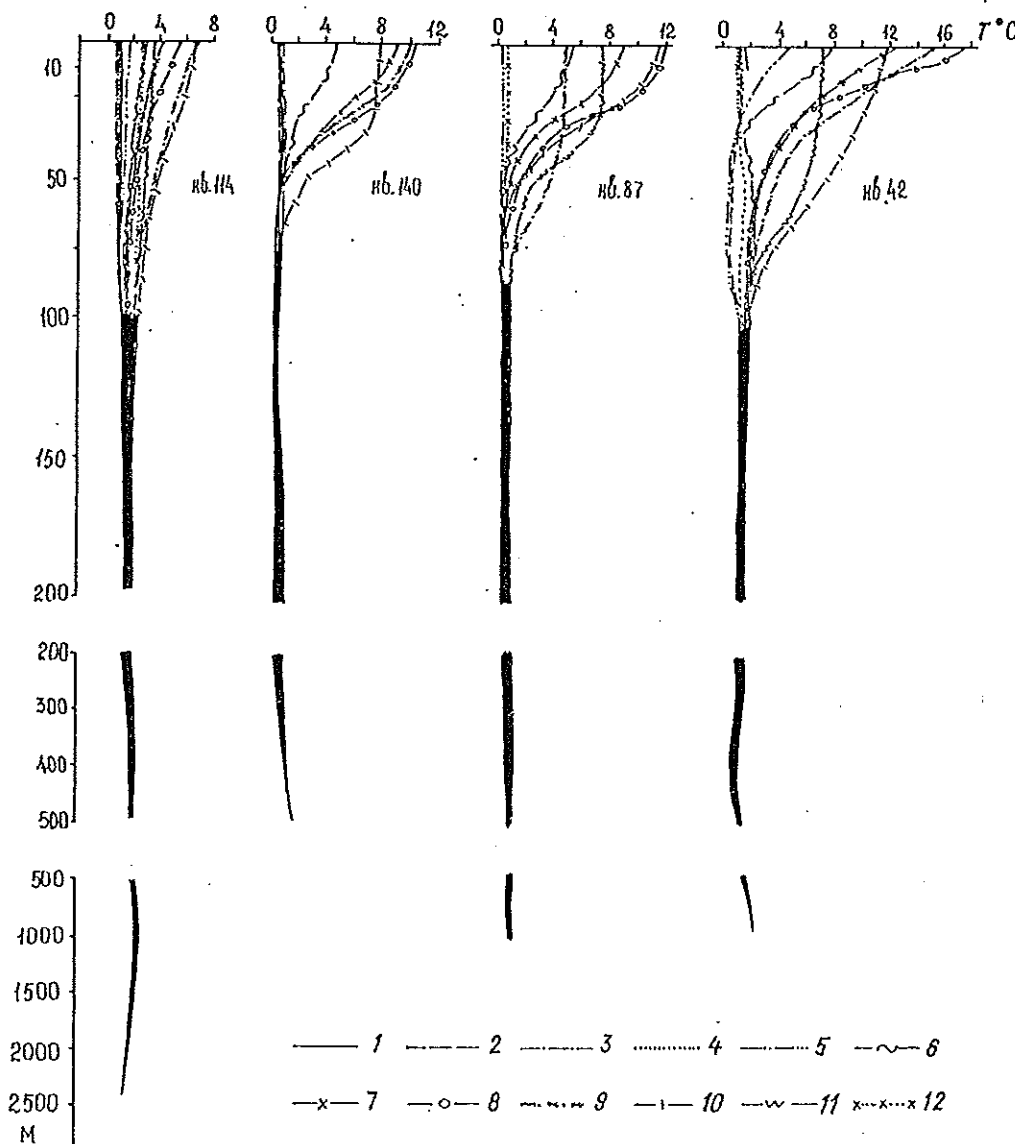


Рис. 4.5. Кривые вертикального распределения температуры воды в южной части Охотского моря с января по декабрь (соответственно кривые 1—12).

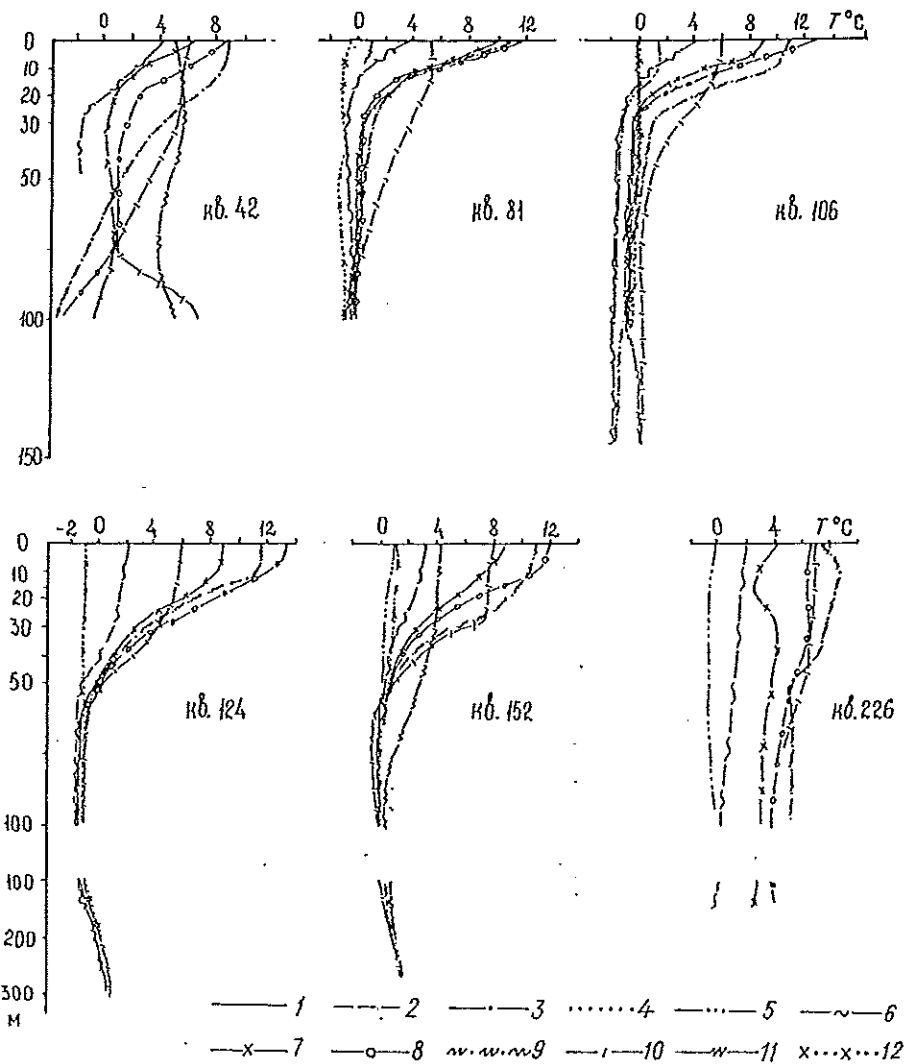


Рис. 4.6. Кривые вертикального распределения температуры воды в северной части Охотского моря с января по декабрь (соответственно кривые 1—12).

ные обменные процессы очень слабы, а температура постепенно уменьшается с глубиной.

Под деятельным слоем понимают толщу вод от поверхности до горизонта, ниже которого годовой ход океанологических характеристик (особенно температуры, солености и плотности) практически не прослеживается [6, 7, 24, 25, 27, 42, 47]. За нижнюю границу деятельного слоя обычно принимают глубину, на которой колебания температуры воды в течение года составляют 5—10 % поверхностной амплитуды [55]. В идеальном случае (отсутствие адвекции и внутригодовой изменчивости течений, внутренних волн, межгодовой изменчивости гидрологических характеристик, а также горизонтальных градиентов в пределах отдельных квадратов) 12 месячных вертикальных профилей должны на определенной глубине слиться. Эта глубина в конкретном квадрате и будет характеризовать толщину деятельного слоя. В действительности же в Охотском море существует адвекция тихоокеанских и речных вод, внутренние волны различной природы и интенсивности, межгодовая изменчивость гидрологических характеристик, приливные явления, процессы разрушения нижней границы гомогенного слоя. Кроме того, сказываются погрешности наблюдений. Все это приводит к тому, что семейства

кривых вертикального распределения температуры (как и солености, и плотности) в конкретных квадратах заключены на отдельных горизонтах в различные по величине интервалы (см. рис. 4.5 и 4.6). На наш взгляд, за нижнюю границу деятельного слоя (при использовании средних многолетних месячных данных) можно принять горизонт, ниже которого крайние кривые, являющиеся границами интервалов, становятся параллельными.

В деятельном слое наиболее изменчива температура воды на поверхности. В различные годы вариации составляют 9—19 °С. С глубиной изменчивость резко уменьшается и, начиная с горизонта 50 м, не превышает 3—4 °С, а ниже 75—100 м составляет 2,0—2,5 °С. Только в южной части моря она прослеживается до горизонта 200 м. Это связано с тем, что поступающие через Курильские проливы тихоокеанские воды подвергаются сильному перемешиванию.

Одной из основных характеристик термической структуры вод Охотского моря является холодный промежуточный слой. Слой этот — результат (след, остаток) осенне-зимнего охлаждения и опускания (конвекции) поверхностных вод. Знание вертикальной протяженности этого слоя и глубины залегания его ядра (имеется в виду горизонт с минимальной

температурой холодного промежуточного слоя) важно для промысловых целей и прогноза состояния моря. На рис. 4.7 а показана глубина залегания ядра в августе, т. е. во время максимального прогрева большей части акватории Охотского моря.

Ядро холодного промежуточного слоя максимально заглублено в проливах Курильской гряды и в прилегающей к ним акватории (до 100—120 м), что связано в сильном приливном перемешивании и соответственно проникновением осенне-зимнего охлаждения на большие глубины. Высокие значения глубины залегания (до 60—80 м) отмечаются и в северной части моря, ограниченной параллелью 53° с. и (с востока) меридианом 153° в., что связано здесь с суровыми метеорологическими условиями и незначительным отепляющим воздействием тихоокеанских вод. Зона пониженных значений (менее 50 м) к северо-востоку от м. Елизаветы связана с подъемом глубинных вод. Хорошо также прослеживается уменьшение глубин залегания ядра по мере распространения и трансформации тихоокеанских вод (над южной глубоководной котловиной и к востоку от п-ова Камчатка) и их смешения с переохлажденными водами Охотского моря (рис. 4.7 а).

Наименьшие глубины залегания ядра наблюдаются вблизи о. Сахалин. Наиболее вероятная причина этого — весьма низкая соленость, что приводит к более раннему льдообразованию и соответственно к меньшему проникновению термической конвекции. Другая причина — большое воздействие на эту акваторию, по сравнению с северной частью моря, теплых тихоокеанских вод.

Из вертикальных профилей температуры (см. рис. 4.5 и 4.6) следует, что осенне-зимняя конвекция достигает придонных горизонтов только на пе-

риферийных участках шельфа северной и восточной частей моря (рис. 4.7 б). На преобладающей части моря нижняя граница деятельного слоя расположена на глубине 100—150 м и только над глубоководной котловиной южнее линии, соединяющей м. Терпения и о. Онекотан, — на глубине 200—250 м.

В течение года средние квадратические отклонения от температуры воды на горизонтах 100—150 м, как правило, составляют от 0,45 до 0,50 °С, или  $3\sigma = \pm 1,5$  °С. Внутригодовая изменчивость средней многолетней температуры воды на горизонте, где месячные кривые вертикального распределения становятся параллельными (интервал между крайними кривыми), не превышает 2,0—2,5 °С. Поэтому, начиная с этого горизонта, мы не можем достоверно отделить средние многолетние кривые друг от друга.

Вышеперечисленные результаты получены по средним многолетним месячным данным и не отражают экстремальных гидрологических ситуаций. Над акваторией Охотского моря метеорологическая обстановка от года к году значительно изменяется, что в свою очередь отражается на гидрологической структуре вод, ледовитости, а также на толщине деятельного слоя. Так, по исследованиям Л. П. Якунина за 1984 г., в различные по суровости зимы ледовитость Охотского моря может меняться от 63 % в аномально теплые до 97 % в предельно суровые зимы.

В нашем распоряжении имеется массив океанографических данных за 1930—1988 гг. Выбирая из него в каждом из квадратов на всех горизонтах ежемесячные минимальные температуры воды, можно воспроизвести вертикальную структуру вод применительно к наиболее суровым годам.

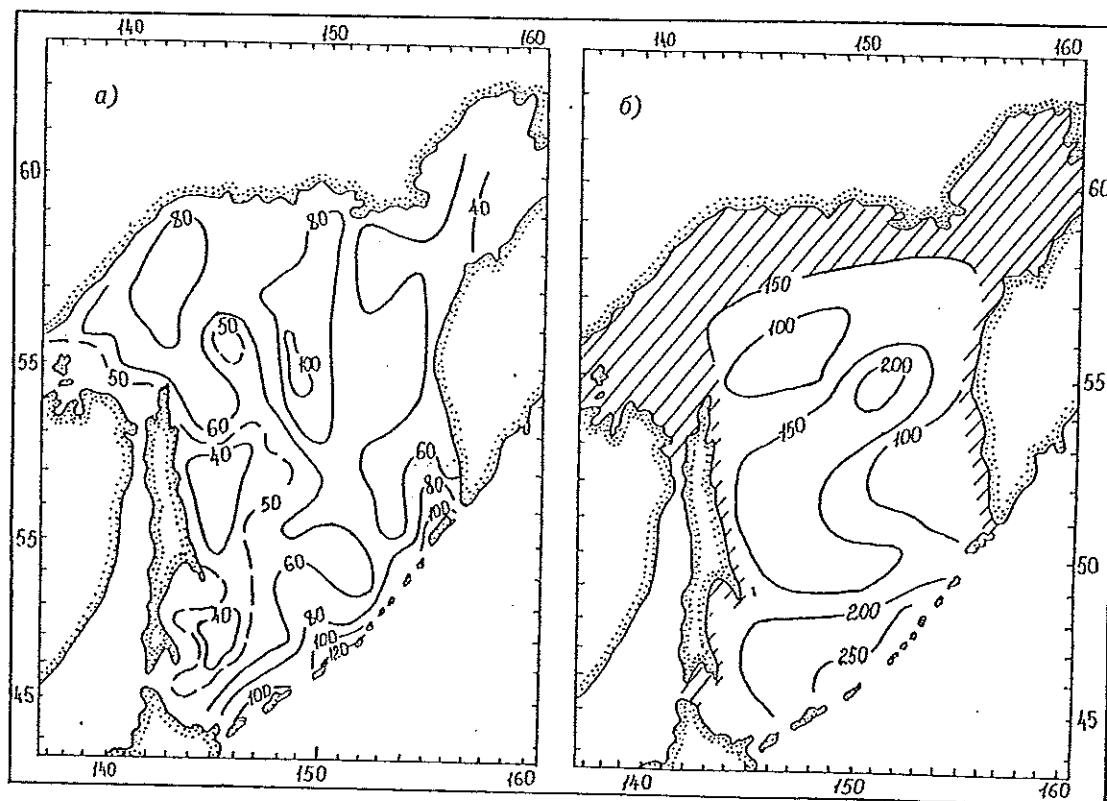


Рис. 4.7. Глубина залегания (м) ядра холодного промежуточного слоя (а) и нижней границы деятельного слоя (б).

Как известно, температура замерзания морской воды в значительной степени зависит от солености. Осенне-зимняя конвекция на первом этапе (до появления льда) происходит в основном за счет изменения температуры. За исключением мелководных заливов и бухт, где конвекция достигает дна, на преобладающей акватории моря соленость в течение года в слое 0—2000 м изменяется от 30,0 до 34,5 ‰. Для данных значений солености температура замерзания составляет  $-1,63...-1,88$  °C [36].

Анализируя вертикальные профили экстремально низких температур, можно в каждом из квадратов выделить максимальную для всего периода наблюдений толщину слоя, подверженную интенсивной осенне-зимней конвекции. В данной работе за нижнюю границу этого слоя была взята глубина с температурой ниже  $-1,5$  °C (это, конечно, с небольшим запасом). Оказалось, что в течение года на акватории моря толщина рассматриваемого слоя, как правило, не превышает 100—125 м. Однако в северной части моря, а также в районах с преобладанием антициклонических движений вод (впадина ТИПРО, к северу от м. Елизаветы, к западу от побережья п-ова Камчатка, на свале глубин вблизи восточного побережья о. Сахалин) толщина этого слоя увеличивается до 150—200 м. Отчетливо проявляется также уменьшение глубины залегания нижней границы переохлажденного слоя в восточной части моря, что является следствием поступления более теплых тихоокеанских вод.

Экстремально низкие температуры воды на акватории Охотского моря позволяют выделить переходную зону, характеризующуюся отрицательной температурой. Все имеющиеся данные свидетельствуют о том, что значения ниже 0 °C не встречаются глубже 500—520 м. Наиболее вероятно, что эта зона образуется при разрушении нижней границы слоя интенсивной осенне-зимней конвекции за счет приливных явлений, внутренних волн, а также бокового и вертикального обмена в основных звеньях циркуляции вод Охотского моря. Внутригодовую изменчивость в переходной зоне трудно определить вследствие относительно большой межгодовой изменчивости исходных характеристик.

Представляет также интерес термическая структура вод Охотского моря на момент максимального охлаждения вод по данным конкретных съемок. В нашем распоряжении имеются две съемки, выполненные НИС „Академик Шокальский” на акваториях, свободных ото льда. К сожалению, они отражают средние по ледовым и метеорологическим условиям годы.

С 21 февраля по 11 марта 1986 г. проведена съемка в центральной и восточной частях Охотского моря с достаточно густой сетью океанографических станций. Согласно полученным данным, осенне-зимнее охлаждение проникло до горизонта 150 м. При этом слой воды с температурой ниже  $-1,5$  °C имел толщину от 12—15 до 75—100 м. Нулевые значения температуры не наблюдались глубже горизонта 150 м.

Вторая съемка выполнена в апреле 1987 г. в восточной и юго-восточной частях Охотского моря. По ее данным охлажденные воды (температура ниже  $-1,0$  °C) не проникали ниже 60—80 м, а нулевая изотерма достигала глубины 125 м и только в прол. Крузенштерна вследствие интенсивного вертикального обмена — 210 м.

Вышеизложенное позволяет сделать вывод о том, что толщу вод, подверженную внутригодовой изменчивости, можно подразделить на две структурные зоны:

— собственно деятельный слой, простирающийся от поверхности до глубины проникновения интенсивной осенне-зимней конвекции. Предельная глубина его залегания на преобладающей части моря не превышает 100—150 м и только над южной частью Глубоководной котловины достигает 200—250 м;

— переходную зону (от нижней границы собственно деятельного слоя до горизонта 500—520 м), где вероятно появление отрицательных значений температуры.

Далее с глубиной температура воды возрастает до горизонта глубинного максимума температуры, топография которого представлена на рис. 4.8 а. Максимальное заглубление этого слоя отмечается в двух районах: к востоку от северной оконечности о. Сахалин и в юго-западной части Глубоководной котловины Охотского моря. На периферии последней значения уменьшаются. Более того, в северо-восточной части котловины значения ниже, чем в юго-западной (рис. 4.8 а).

При объяснении этих особенностей необходимо рассмотреть характеристики (и их изменчивость) теплого промежуточного слоя в Тихом океане по мере приближения к Курильской гряде. В Тихом океане, как следует из работы К. В. Морошкина [34], глубина залегания промежуточного максимума температуры по мере приближения к островам Курильской гряды меняется от 300 до 700 м в северной части гряды и от 300 до 1000 м в южной. Более того, если вблизи островов северной части гряды температура составляет 3,0—3,2 °C, то вблизи проливов Буссоль и Фриза — не превышает 2,75—2,80 °C. Таким образом, по мере трансформации тихоокеанских вод вблизи склона Курильской гряды и в ее глубоководных проливах происходит заглубление теплого слоя и соответственно уменьшение его температуры. Аналогичная картина распределения температуры в данном районе Тихого океана представлена в работе [26], основанной на средних многолетних данных.

В проливах Курильской гряды трансформация тихоокеанских вод происходит на всех горизонтах по направлению от Первого Курильского пролива до прол. Екатерины, что связано с существующей здесь системой циркуляции вод. Так, Т. И. Супранович в 1969 г. показала, что вокруг островов Курильской гряды существуют замкнутые антициклонические движения, приводящие к разнонаправленным потокам в проливах. В Тихом океане от Камчатки к берегам Японии следует течение Оясио, а в Охотском море наблюдается антициклоническое движение над южной частью Глубоководной котловины. Таким образом, поступающие в море тихоокеанские воды в разных проливах имеют свои отличительные черты. Если в прол. Крузенштерна теплый промежуточный слой находится на горизонте 900 м, то в прол. Буссоль — 1100 м (рис. 4.8 а). Температура этого слоя здесь также различается, что отражено на рис. 4.8 б. По мере распространения трансформированных тихоокеанских вод происходит дальнейшее заглубление теплого промежуточного слоя и уменьшение его температуры (см. рис. 4.8).

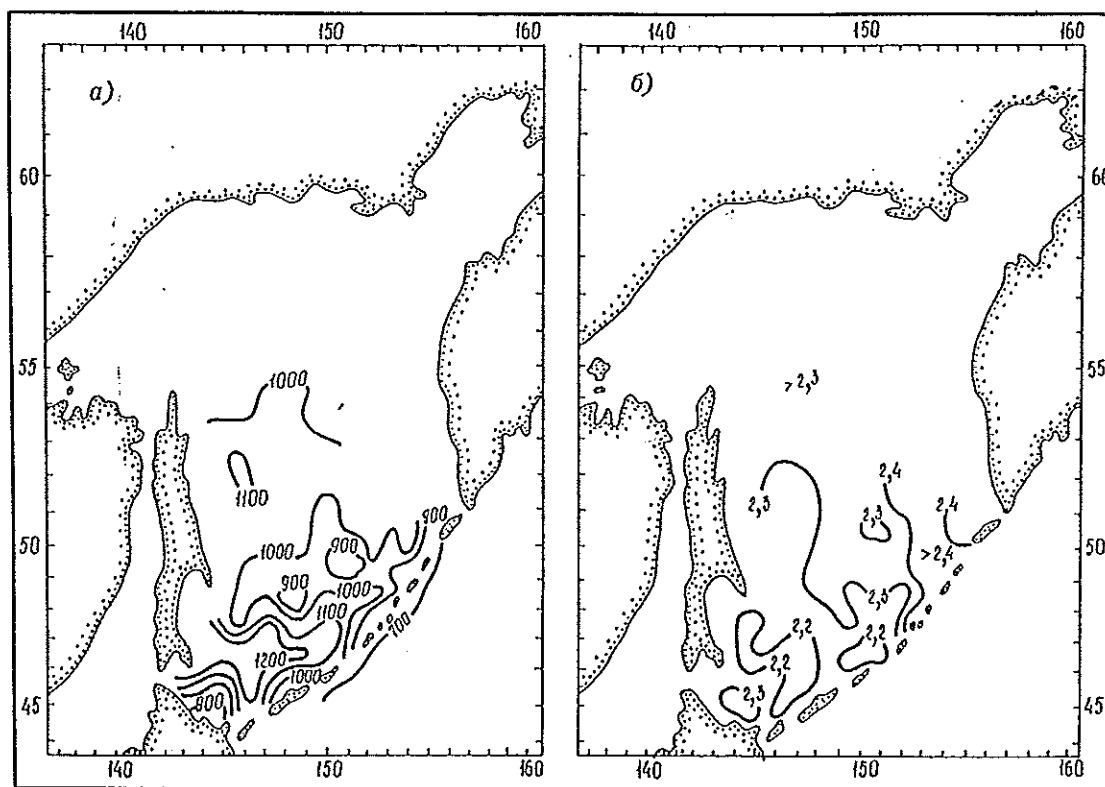


Рис. 4.8. Глубина залегания (м) ядра слоя глубинного максимума температуры воды (а) и температура ( $^{\circ}\text{C}$ ) в нем (б).

Ниже рассмотренного слоя температура медленно уменьшается (см. рис. 4.5) и на придонных горизонтах не превышает  $1,6\text{--}1,8^{\circ}\text{C}$ . Здесь уже довольно трудно исследовать температурное поле, так как слишком мало данных глубоководных и, особенно, придонных наблюдений.

#### 4.3.2. Короткопериодная изменчивость

Имеющиеся наблюдения позволяют рассмотреть короткопериодную изменчивость температуры воды в Охотском море лишь с минимальным масштабом в одни сутки. Суточная изменчивость представляет собой один из сложнейших разделов термики. Она обусловлена влиянием радиационного баланса на границе вода—воздух, процессов теплообмена воздуха с водной поверхностью, внутригодового теплообмена, складывающегося из горизонтального теплообмена в результате адвекции водных масс и вертикального вследствие конвективного и турбулентного перемешивания. Турбулентность усиливается в районах с резко выраженными приливными явлениями. Приливные течения возбуждают внутренние волны на границе слоя скачка, распространяющиеся над и под этим слоем и вызывающие резкие изменения температуры в толще вод (Л. Е. Веселова, 1969 и 1975 гг.).

Основным показателем суточной изменчивости температуры воды являются суточные амплитуды (половина разности абсолютными максимумом и минимумом температуры воды в течение суток).

Суточная изменчивость температуры воды в Охотском море отличается разнообразием амплитуд и характера изменений температуры воды по верти-

кали и в пространстве. На периферии моря, согласно Веселовой, наблюдения на 29 береговых гидрометстанциях свидетельствуют о том, что наибольшие суточные амплитуды, превышающие  $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$ , отмечаются летом, в период от начала до конца прогрева (с мая по сентябрь), а наименьшие — зимой.

Зимой в прибрежных и мористых районах с устойчивым льдообразованием суточные колебания температуры в течение всего ледового периода практически отсутствуют (не превышают  $0,25^{\circ}\text{C}$ ). В районах с неустойчивым ледяным покровом амплитуды равны  $0,5^{\circ}\text{C}$ , а на акватории, где льдообразование происходит лишь в суровые зимы (юго-западное побережье п-ова Камчатка, центральные и северные районы Курильской гряды), они достигают  $1,5\text{--}2,0^{\circ}\text{C}$ . У западного побережья п-ова Камчатка суточные амплитуды зимой уменьшаются по направлению с юга на север от  $1,5\text{--}2,0^{\circ}\text{C}$  в районе р. Озерной и до  $0,25\text{--}0,50^{\circ}\text{C}$  у о. Птичьего. Большие значения на юге района обусловлены поступлением трансформированных тихоокеанских вод из мористых районов и замещением их охлажденными прибрежными водами на разных фазах прилива.

В теплую половину года наибольшие суточные колебания наблюдаются в слое температурного скачка, где они находятся в тесной связи с вертикальными градиентами температуры и в 2—3 раза превышают таковые на поверхности. В поверхностном слое у побережья они несколько больше, чем на мористых участках, так как прибрежное мелководье прогредо до дна, а зона гомотермии распространяется на 1—3 мили от берега (изобаты 10—15 м). Сравнительно большие суточные амплитуды, превышающие  $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$ , объясняются не изменчивостью радиационного прогрева вод, а процессами внутри-

водного теплообмена: адвекцией сравнительно холодных летом водных масс мористых участков, приносимых к берегу на фазе прилива (горизонтальный внутриводный теплообмен), или замещением теплых поверхностных вод холодными глубинными во время отлива (вертикальный внутриводный теплообмен). Все это приводит к тому, что суточные амплитуды температуры воды в прибрежных районах на поверхности моря летом (июль—август) составляют 4,5—5,5 °C у западного побережья п-ова Камчатка и 5,0—5,5 °C в зал. Шелихова. Вдоль всего северного побережья Охотского моря в середине лета они не превышают 3,5—4,0 °C, а в Тауйской губе — (5,0—5,5) °C. Весьма значительны амплитуды в мелководном Шантарском районе и в хорошо прогреваемом летом Сахалинском заливе. У о. Большой Шантар они составляют 6,9 °C, в Джаорэ — 6,5 °C, а вблизи берегов о. Байдукова — 7,5 °C, что является максимумом для всей периферии моря.

Особенности суточной изменчивости температуры воды в отдельных мористых участках Охотского моря рассмотрим, пользуясь работами Веселовой. Сейчас нет многосерийных гидрологических станций в период ледяного покрова, поэтому все выводы относятся ко времени, когда море очищено ото льда.

В зал. Анива в мае амплитуды не превышают 0,70—1,65 °C (рис. 4.9). Минимум (около 0,2 °C) приурочен к придонным горизонтам. Повышенные значения в слое 0—35 м (включая максимум на горизонте 30 м) связаны с адвективными процессами приливного и непериодического перемещения водных масс.

С увеличением теплоемкости поверхностных вод и усилением термической стратификации в водной толще происходит повсеместное увеличение

вертикальных градиентов температуры воды в сезонном слое скачка и как следствие резко увеличиваются суточные амплитуды, что наиболее ярко наблюдается в августе (см. рис. 4.9): максимум (до 8,75 °C) приходится на этот слой. Разнообразие кривых отражает, во-первых, различия по толщине прогретого поверхностного слоя и контрасты температуры между поверхностными и нижележащими горизонтами, и, во-вторых, время производства наблюдений (в начале или конце месяца). В поверхностном слое амплитуды могут достигать 2,3 °C. В то же время на нижней границе сезонного термоклина они не превышают 0,5 °C.

С началом осенне-зимнего выхолаживания на акватории залива наблюдается значительное уменьшение суточных амплитуд (см. рис. 4.9, кривые 7 и 8). Различные вертикальные профили на рисунке отражают различные в гидрологическом отношении ситуации. Практическая неизменность амплитуд с глубиной в октябре (около 1,00—1,15 °C) свидетельствует о проникновении термической конвекции до дна. Возрастание их от 0,8 °C на горизонте 25 м до 2,5 °C на горизонте 50 м в ноябре объясняется слабой термической стратификацией в этом слое. Резкое возрастание амплитуд в октябре (в слое 20—30 м на одном профиле и от горизонта 35 м до дна на другом) — следствие хорошо выраженного в это время теплового промежуточного слоя.

На шельфе восточного Сахалина (от м. Терпения до м. Елизаветы) данные имеются только за июль и август. В этот период (рис. 4.10 а) в поверхностном слое амплитуды находятся в пределах от 1,0 до 2,3 °C. Самые низкие значения (до 0,3 °C) приурочены к горизонтам глубже 75 м. В слое сезонного термоклина распределение амплитуд зависит от термической стратификации в районе наблюдений.

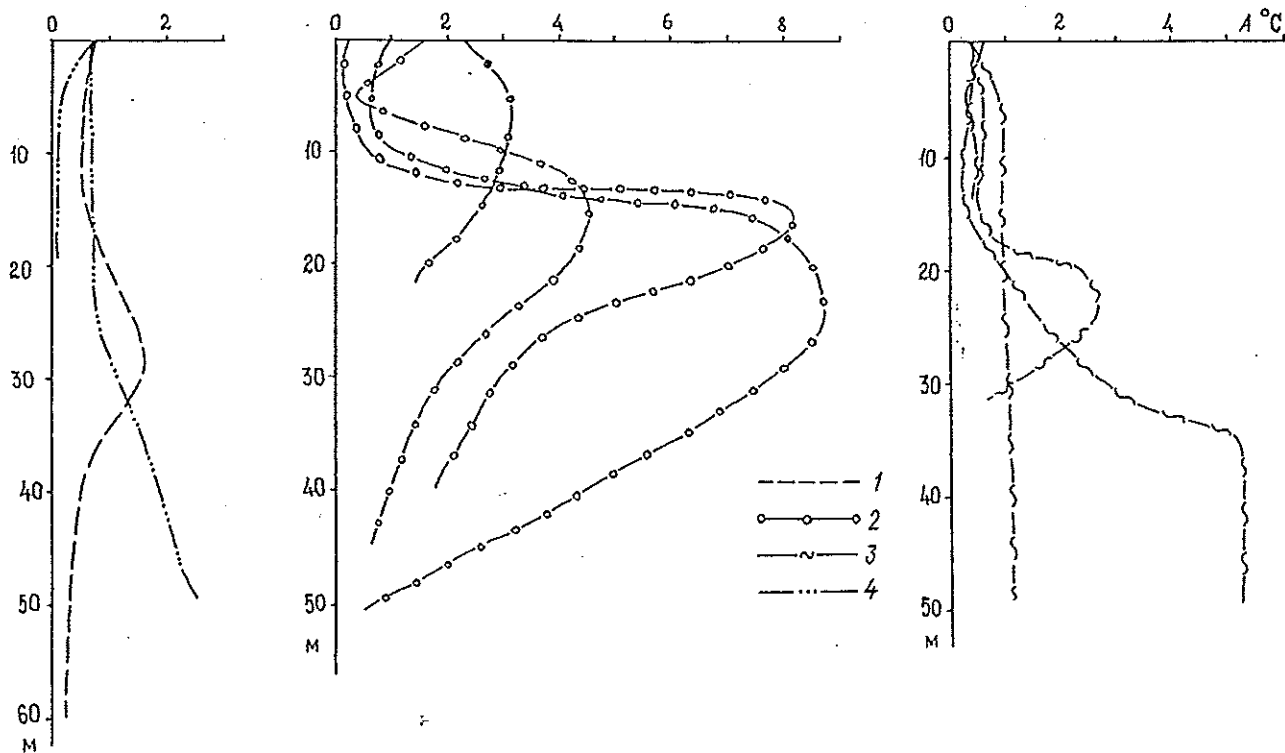


Рис. 4.9. Амплитуда суточной изменчивости температуры воды  $A$  в различных точках зал. Анива в мае (1), августе (2), октябре (3) и ноябре (4).

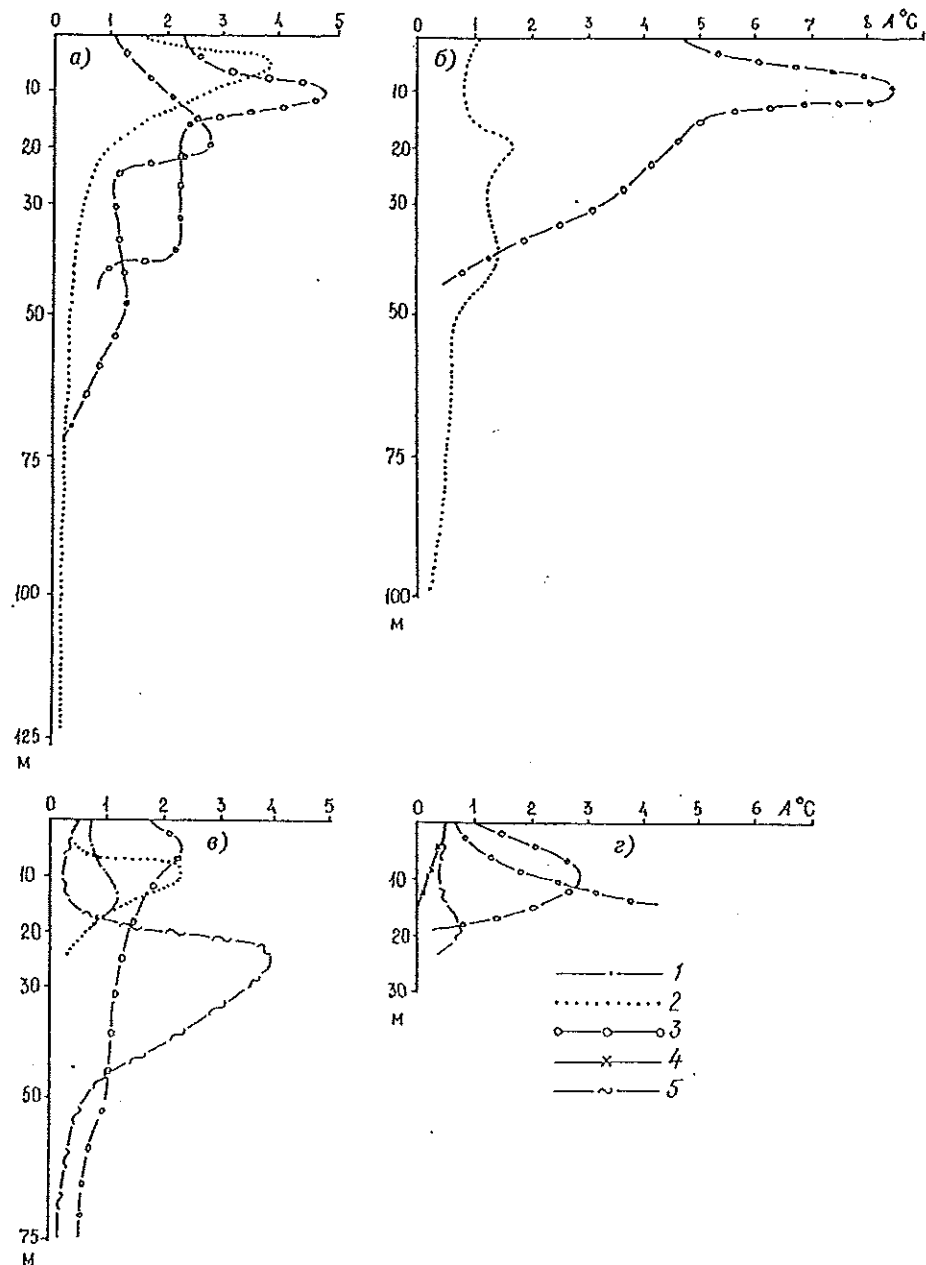


Рис. 4.10. Амплитуда суточной изменчивости температуры воды  $A$  у восточного побережья о. Сахалин (от м. Елизаветы до м. Терпения) (а), вблизи м. Анива (б), в зал. Терпения (в) и в Сахалинском заливе (г) с июля по октябрь (соответственно кривые 1—5).

Профили, относящиеся к району южнее м. Анива, получены в июле и августе 1950 г. и отражают гидрологическую ситуацию после суровой зимы. Распределение амплитуд в июле (рис. 4.10 б) аналогично майскому (см. рис. 4.9), полученному после теплой зимы 1956 г. Даже в августе (рис. 4.10 в) максимальные градиенты температуры воды и ее суточные амплитуды находятся здесь на горизонте 10 м.

В заливах Терпения и Сахалинском суточная изменчивость температуры воды подобна таковой в регионах, рассмотренных выше. Так, минимум наблюдается ниже слоя сезонного термоклина (менее  $0,5^{\circ}\text{C}$ ) и также характерен для поверхностных слоев моря в период осеннего охлаждения. При значительных вертикальных градиентах температуры

суточные амплитуды в этих заливах возрастают до  $3-4^{\circ}\text{C}$  (рис. 4.10 в, г).

В динамически активных районах (проливы Курильской гряды, Пенжинская губа, проливы Шантарских островов и акватории, прилегающие к ним) наблюдается своеобразное распределение суточных амплитуд с глубиной (рис. 4.11 а—в). Здесь максимальные значения приурочены к поверхностному слою. Обращают на себя внимание также и невысокие суточные амплитуды по всему слою (не более  $1,0-1,3^{\circ}\text{C}$ ). Все это следствие хорошего приливного перемешивания. Кроме того, здесь влияют адвективные процессы: происходит горизонтальное приливо-отливное замещение вод с одними характеристиками на воды с другими.

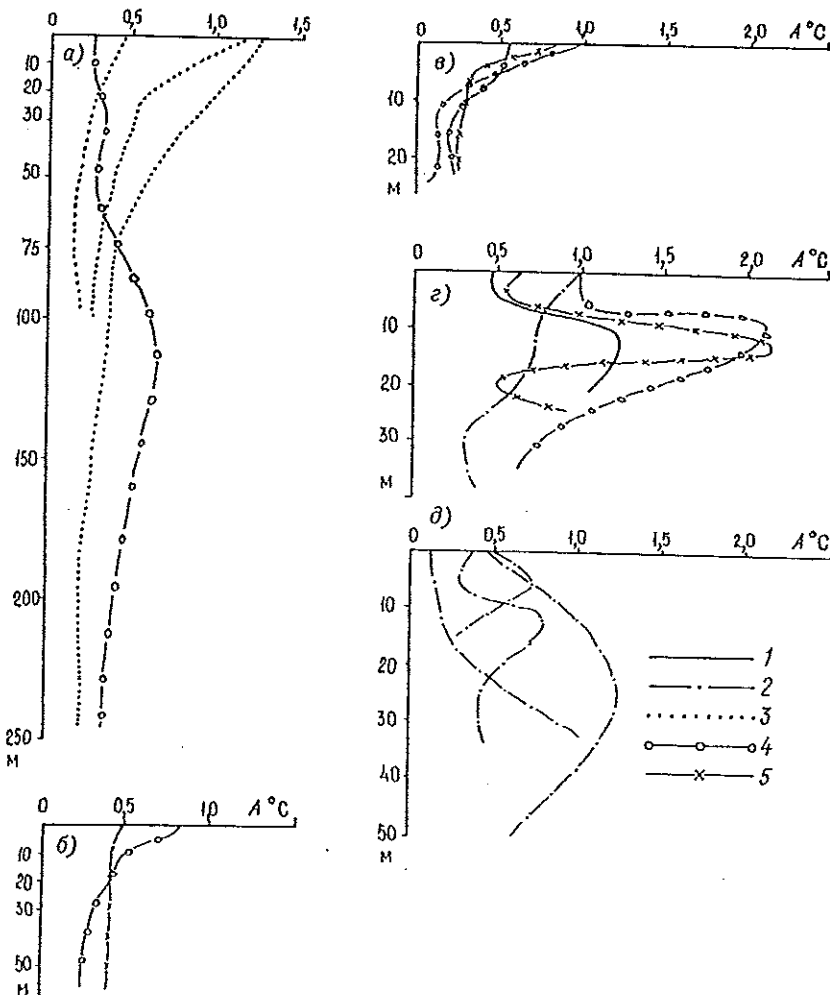


Рис. 4.11. Амплитуда суточной изменчивости температуры воды  $A$  в Курильских проливах (а), Пенжинской губе (б), Шантарском районе (в), Тауйской губе (г) и к западу от п-ова Камчатка (д) в апреле (1), июне (2), июле (3), августе (4) и сентябре (5).

В Тауйской губе и на западно-камчатском шельфе (рис. 4.11 г, д) вертикальное распределение амплитуд подобно районам шельфа о. Сахалин. Единственное отличие — их невысокие значения, что, вероятно, связано здесь с меньшими скоростями приливных течений. Имеет значение также сравнительно хороший прогрев всей толщи мелководной Тауйской губы и сглаживание вертикальных градиентов температуры на западно-камчатском шельфе за счет тихоокеанских вод.

На рис. 4.12 представлены максимальные амплитуды суточной изменчивости температуры воды с указанием горизонта наблюдений и месяца года. На большей части моря они отмечаются в слое 5—25 м, что в первом приближении соответствует нижней границе однородного прогретого слоя поверхностных вод. Возрастание глубин до 50—100 м приходится на районы взаимодействия вод течения Сойя с собственно охотоморскими водами, а также на районы следования трансформированных тихоокеанских вод. Максимальные амплитуды на поверхности в районе Курильских проливов связаны с приливным перемешиванием.

Дифференциация амплитуд по акватории моря подчиняется гидрометеорологическим особенностям конкретных районов. Наиболее высокие амплитуды (до 8,5—9,2 °C) приходятся на западную часть

моря, где влияние тихоокеанских вод (трансформирующих летом в поверхностных слоях сравнительно холодные воды) практически не сказывается. Абсолютные максимумы (см. рис. 4.12) приходятся на крайнюю южную часть моря и Сахалинский залив.

Для выявления природы суточной изменчивости температуры воды на различных горизонтах Веселовой проведен гармонический анализ наблюдений в заливах Анива и Терпения. Гармонические постоянные определены парным методом Дарвина. Оказалось, что анализ более эффективен для районов, где резко выражены внутренние волны, а также происходит смена характеристик вод при их горизонтальных смещениях на различных фазах прилива. Действительно, для зал. Анива предвычисления оказались гораздо ближе к фактическим наблюдениям температуры, чем для зал. Терпения, где внутренние волны сравнительно невелики и гораздо слабее периодические течения.

Веселовой анализировался также совместный ход уровня моря и температуры воды на различной глубине в мелководной Удской губе. Для августа 1953 г. получено полное соответствие обеих кривых (минимум температуры на малой воде и максимум на полной).

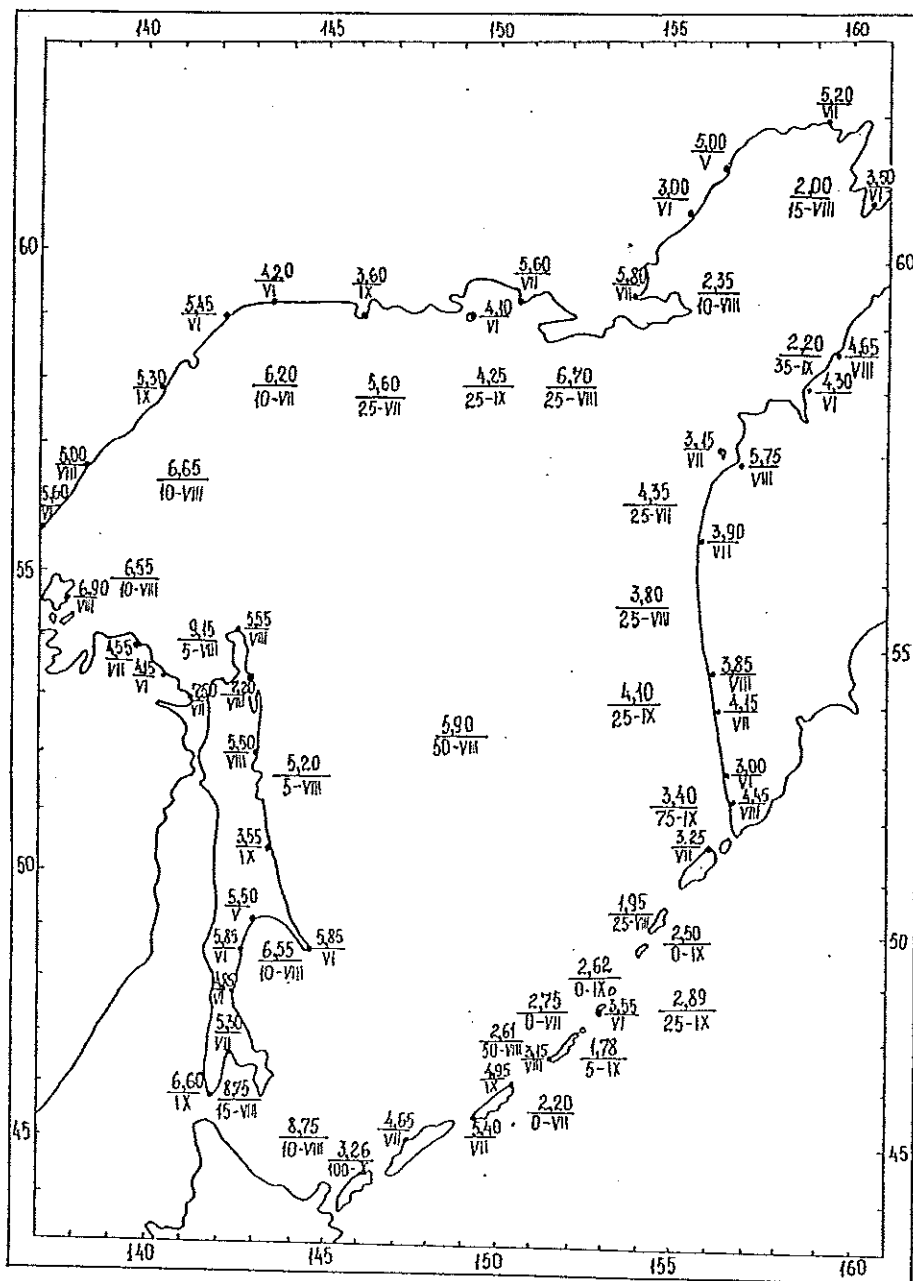


Рис. 4.12. Распределение амплитуд суточной изменчивости температуры воды (°C) на акватории Охотского моря.

В числителе — амплитуда, в знаменателе — глубина (м) и месяц.

Рассмотрим влияние суточной изменчивости гидрологических характеристик при составлении и анализе соответствующих карт на примере океанографической съемки НИС „Валериан Урываев” с 25 июня по 3 июля 1989 г. на шельфе о. Сахалин. Широтные разрезы протяженностью около 60 миль выполнялись через 0,5° по меридиану. Концевые станции у побережья о. Сахалин выполнялись у изобат 15—20 м. Помимо этого, с 4 по 25 июля 1989 г. была выполнена многосерийная гидрологическая станция с дискретностью наблюдений 3 ч (52° 30' с. ш., 143° 45' в. д.).

Данные многосерийной гидрологической станции показали, что внутрисуточные колебания температуры воды на поверхности моря могут достигать 8,5 °C, а в слое температурного скачка (5—15 м)

11,2 °C, причем колебания имели неправильный суточный характер. Эти результаты дали основание предположить, что имеется связь между результатами конкретной гидрологической станции и фазами прилива.

Распределение температуры и солености поверхностных вод (по данным этой съемки) представлено на рис. 4.13. Видно, что наиболее низкие для исследуемой акватории температуры (около 2 °C) находятся вблизи м. Терпения. По мере продвижения на север они увеличиваются и на параллели 53° 30' с. составляют 3,5—4,0 °C. На этом участке полигона значения температуры повсеместно увеличиваются с удалением от берегов, что объясняется влиянием приливных движений.

Сравнение сроков выполнения гидрологических станций с фазами прилива на ближайших пунктах

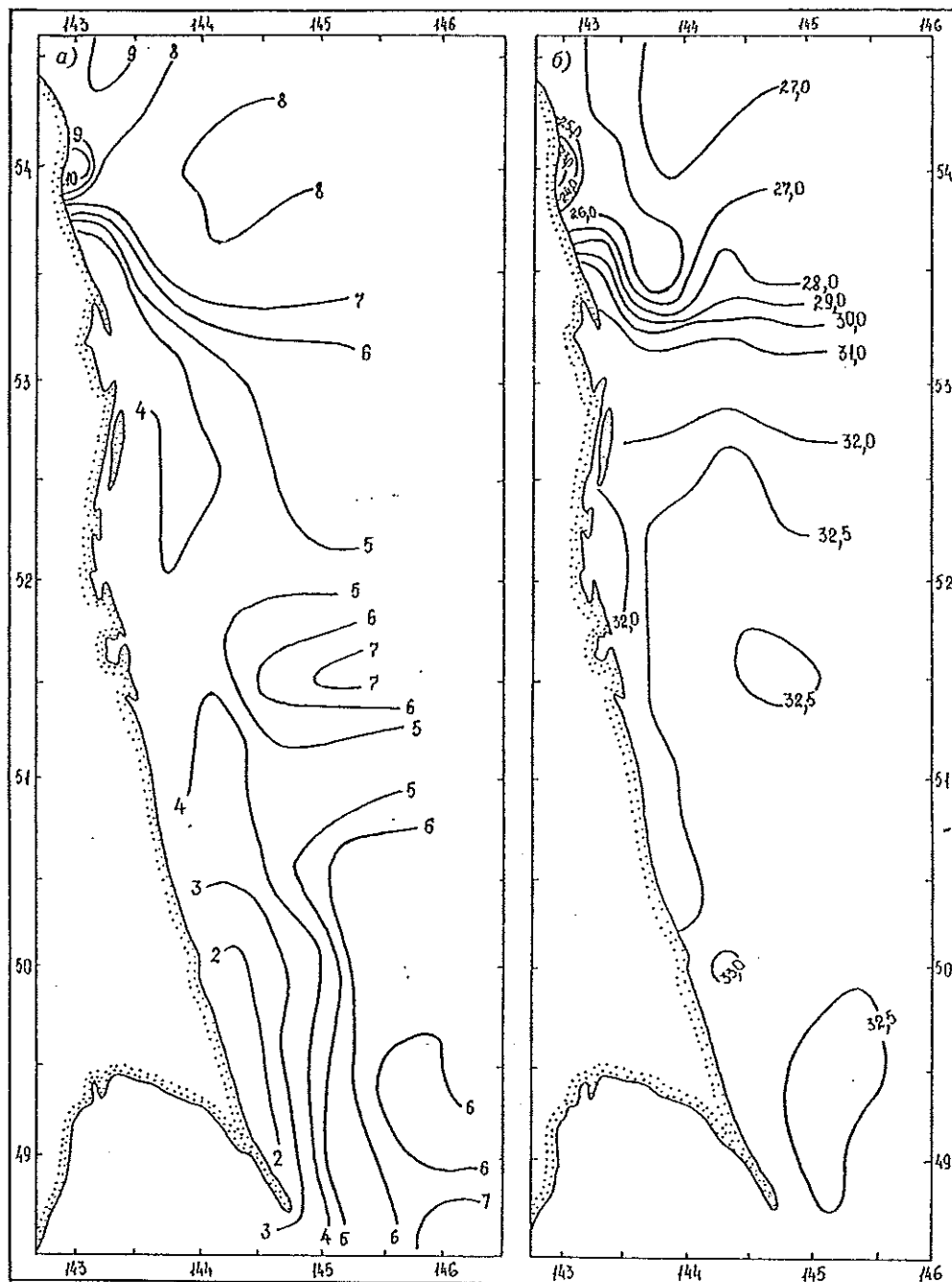


Рис. 4.13. Распределение температуры (°C) (а) и солености поверхностных вод (‰) (б) на шельфе о. Сахалин с 25 июня по 3 июля 1989 г.

(по таблицам приливов) показало, что близбереговые наблюдения на полигоне, ограниченном параллелями 48° 30' и 53° с., выполнены тогда, когда уровень моря был ниже среднего, а наблюдения, наиболее удаленные от берегов, — в сроки, когда уровень моря был близок к полной воде.

Таким образом, результаты этой небольшой по площади, выполненной в сжатые сроки океанографической съемки отражают гидрологическую обстановку на восточно-сахалинском шельфе на протяжении двух фаз прилива, что нельзя интерпретировать как квазисинхронную съемку.

Распределение солености (рис. 4.13 б) подтверждает отмеченные особенности горизонтального распределения температуры. Так, южнее параллели 53° с. у берега наблюдается соленость 32,5—33,0 ‰, что говорит о глубинном происхождении вод.

По средним многолетним данным (см. рис. 4.13) к югу от параллели 53° с. температура у берегов выше на 2—5 °C, а соленость ниже на 1,2—1,5 ‰. На мористых участках разрезов в этой части полигона значения температуры и солености близки к норме. Все это свидетельствует о том, что на фазе отлива распределенные и прогретые поверхностные воды у берегов замещаются более холодными и осолоненными глубинными водами.

#### 4.3.3. Внутригодовая изменчивость

Внутригодовые изменения температуры воды значительны. Они зависят от изменчивости компонентов теплового баланса водной поверхности и перераспределения тепла в толще моря за счет горизонтальных и вертикальных движений вод различ-

ного происхождения, водообмена с соседними регионами Мирового океана, турбулентной теплопроводности и других факторов.

Сравнительно полное представление о годовом ходе температуры воды на акватории моря и в отдельных ее частях складывается при анализе величин и сроков наступления экстремумов, а также интенсивности процессов нагревания и охлаждения водных масс [11, 36—39, 43, 48].

На рис. 4.14 приведены кривые, отражающие весь спектр особенностей годового хода температуры воды в прибрежной зоне Охотского моря. Как правило, они имеют однотипную конфигурацию и различаются лишь значениями температуры в отдельные месяцы.

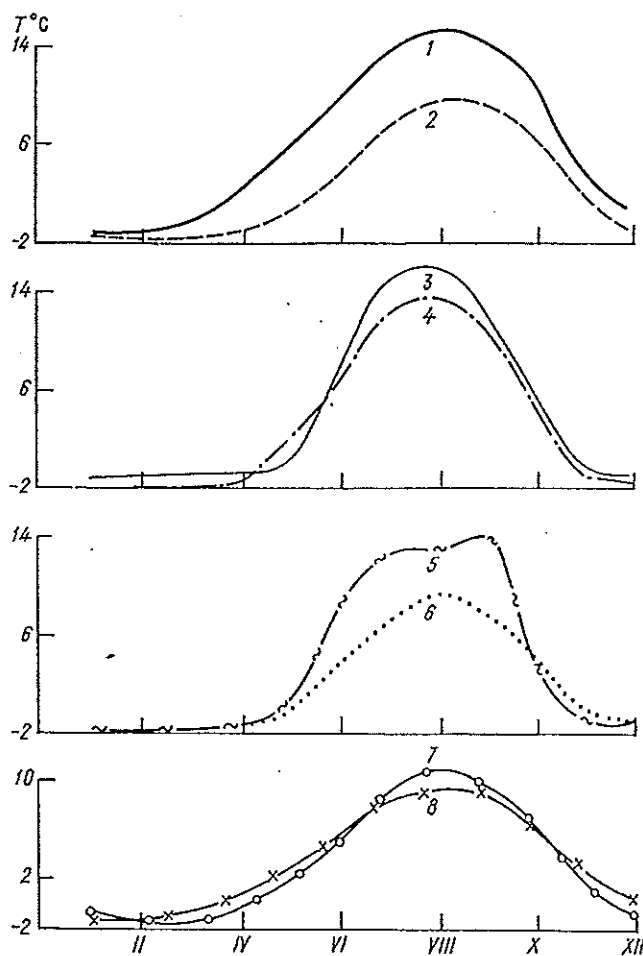


Рис. 4.14. Годовой ход температуры воды на береговых станциях Охотского моря.

1 — Мыс Крильон; 2 — Мыс Терпения; 3 — Москальво; 4 — Аян;  
5 — Пестрая Дресва; 6 — Мыс Васильева; 7 — Спафарьева; 8 — Ича.

Минимум и максимум значений на большей части моря наступают соответственно с января по март и с июля по сентябрь. Зимой температура изменяется от  $-1,0$  до  $-1,8$  °C. На отдельных станциях (Москальво, Аян, Спафарьева и Пестрая Дресва) минимальные температуры отмечаются в период с декабря по апрель. Это связано с тем, что в данных районах с очень суровыми климатическими условиями период ледообразования, характеризующийся минимальными значениями температуры воды, более растянут во времени.

На станциях Пестрая Дресва и Мыс Васильева пик максимального прогрева смещен соответственно на сентябрь и август-сентябрь, что связано с влиянием приливного перемешивания в зал Шелихова и в проливах Курильской гряды, приводящего к передаче тепла от поверхностных слоев глубинным.

На температурный режим отдельных частей моря четко влияют адвективные факторы. Достаточно высокая температура наблюдается в восточной части моря, где сказывается воздействие более теплых тихоокеанских вод, следующих через Курильские проливы (на ст. Мыс Васильева температура зимой не опускается ниже  $-1,2$  °C).

Незначительное отепляющее воздействие течения Соя в зимний период приводит к тому, что в юго-западной части моря температура поверхностных вод достигает  $-1,4$  °C (ст. Мыс Крильон). Этот факт отмечался и ранее (например, Веселовой). Наиболее низкие для всей акватории температуры наблюдаются в северо-западной части моря ( $-1,9$  °C на ст. Аян), где практически не ощущается влияние тихоокеанских вод.

Довольно высока для зимы температура на ст. Москальво. Здесь решающее значение имеет адвекция речных вод (в основном Амура), поэтому в распресненных водах ледообразование начинается при более высокой температуре воды.

Максимальные значения температуры воды на поверхности в летнее время, по данным береговых станций, отмечаются в южной части моря и в Сахалинском заливе. В первом районе это связано с его географическим положением (здесь наибольший для всего моря приток солнечной радиации), а также с влиянием течения Соя. Совместное воздействие данных факторов приводит к тому, что на ст. Мыс Крильон (см. рис. 4.14) температура поверхностных вод в августе достигает  $15,2$  °C.

В Сахалинском заливе сказывается поступление вод Амура, температура которых в июле и августе составляет соответственно  $19,6$  и  $19,7$  °C [19]. Их трансформация в Сахалинском заливе приводит к тому, что на ст. Москальво в августе температура вод достигает  $15,8$  °C.

Температура  $13$ — $14$  °C наблюдается и в северо-западной части моря (ст. Аян) (см. рис. 4.14). Как известно, в летнее время над Охотским морем наблюдается антициклонический тип погоды со слабыми ветрами, в результате чего солнечная радиация поглощается в тонком поверхностном слое воды. Кроме того, здесь слабо проявляется и адвекция из-за малых скоростей ( $5$ — $10$  см/с) неперIODических течений и незначительных пространственных градиентов температуры в соседних районах. Все это приводит к достаточно хорошему прогреву поверхностного слоя моря.

Наиболее низкие температуры воды летом (для материковой части побережья Охотского моря) наблюдаются у южных берегов п-ова Камчатка, где они в августе не превышают  $10,8$  °C (ст. Ича) (см. рис. 4.14). Необходимо отметить, что если в северной и северо-западной частях на температурный режим поверхности, как правило, определяющее воздействие оказывает солнечная радиация, а влияние динамических и адвективных факторов мало заметно, то в юго-восточной части моря существенно влияют процессы, происходящие в открытой части моря.

В открытых северных районах, где влияние тихоокеанских вод, проникающих через Курильские проливы, незначительно, временной ход температуры поверхностного слоя моря в теплое время практически не отличается от такового для прибрежных районов моря, а максимум температуры в большинстве случаев наблюдается в августе (рис. 4.15).

Только в кв. 226 максимум смещен на сентябрь. Сильные приливные течения на входе в зал. Шелихова способствуют интенсивному боковому и вертикальному перемешиванию вод, и солнечная энергия распределяется здесь на более значительную, чем в других районах, толщу вод. Это же подтверждают данные, относящиеся к квадратам 206 и 106. Они расположены на одной широте, но если в динамически активном кв. 206 температура не превышает  $7,4^{\circ}\text{C}$ , то в кв. 106, где приливные течения невелики, она составляет  $12,8^{\circ}\text{C}$  (см. рис. 4.15).

На нижележащих горизонтах внутригодовые колебания температуры воды прослеживаются уже слабо, за исключением динамически активных районов моря. К ним относятся Шантарский район и акватория на входе в зал. Шелихова (квадраты 42 и 226 на рис. 4.15). Здесь на нижележащих горизонтах (например, 50 м) за счет интенсивного приливного перемешивания происходит постепенное возрастание температуры от момента исчезновения ледяного покрова до нового периода ледообразования. Отклонение кривых на глубинах 50 и 100 м в кв. 226 связано с недостатком данных, а низкие значения температуры в августе, кроме того, связаны еще и с влиянием данных за более холодные годы.

Повышение температуры в октябре—ноябре на глубине 50 м (в некоторых квадратах и на глубине 100 м) связано с метеорологическими процессами.

В это время по сравнению с летними месяцами скорости ветра возрастают в 2 раза, и, хотя температура воздуха становится отрицательной, ветро-волновое перемешивание приводит вначале к повышению температуры на поверхностных горизонтах.

В южной части моря существенные отклонения годового хода температуры поверхностного слоя воды отмечаются также в районе Курильских проливов и прилегающей к ним акватории (рис. 4.16, кв. 114). Здесь момент максимального прогрева запаздывает (относительно северной и центральной частей моря) на 1 мес и для всех Курильских проливов период прогрева продолжается с августа по октябрь. Это объясняется происходящими здесь динамическими процессами, которые выравнивают вертикальные градиенты температуры воды и тем самым резко снижают эффект радиационного прогрева поверхностных слоев. В зимний период здесь также наблюдается смещение времени наступления минимальных температур поверхностного слоя моря, обусловленное адвекцией тихоокеанских вод и вертикальным перемешиванием в проливах. Динамические особенности этого района приводят к тому, что сезон гидрологической зимы в районе Курильских проливов продолжается с февраля по апрель (рис. 4.16, кв. 114) при температуре поверхностного слоя моря от  $0,4$  до  $0,7^{\circ}\text{C}$ .

На акватории южной части Глубоководной котловины, а также в зоне Камчатского течения наибольший прогрев наблюдается с июля по сентябрь. Однако, если в северной и центральной частях моря пик прогрева приходится на август, то здесь — на август—сентябрь (рис. 4.16, квадраты 87, 66 и 140).

По типу годового хода температуры воды на горизонтах 50 и 100 м, акваторию южной части Охот-

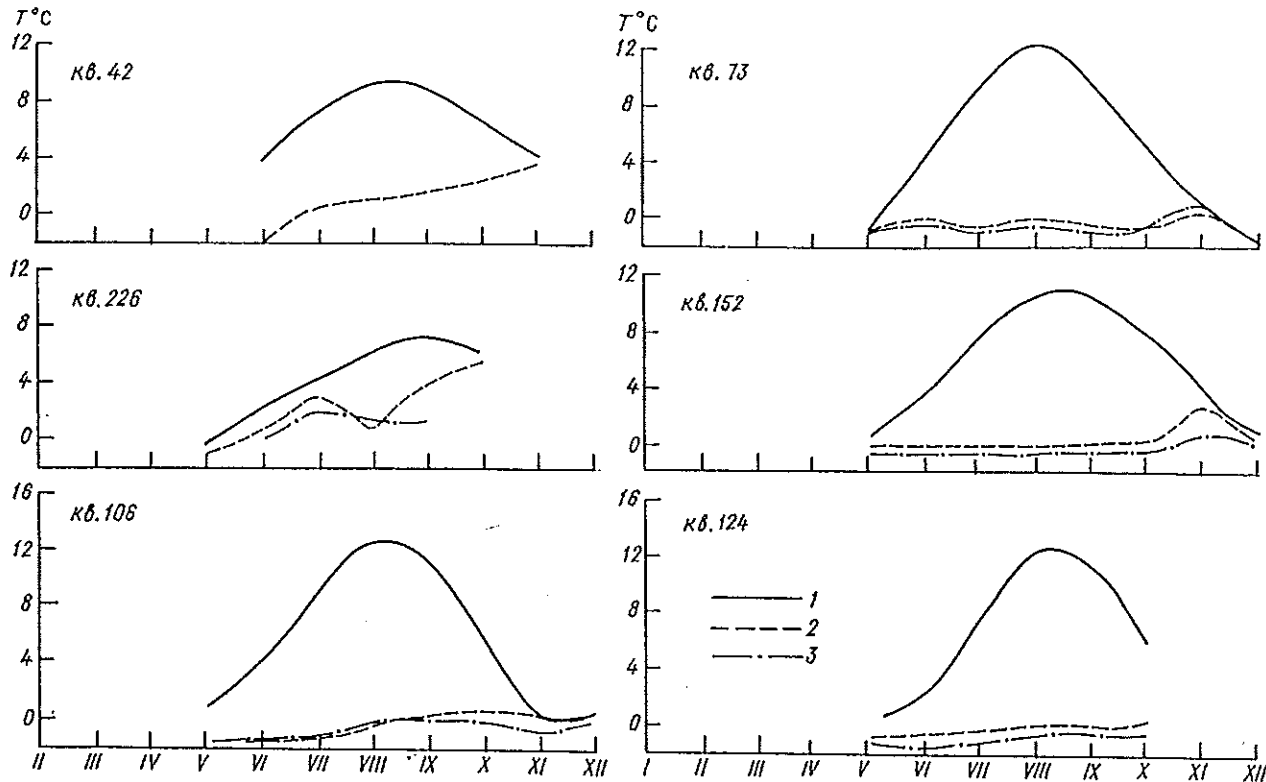


Рис. 4.15. Годовой ход температуры воды в отдельных квадратах северной части Охотского моря.

1 — поверхность; 2 — горизонт 50 м; 3 — горизонт 100 м.

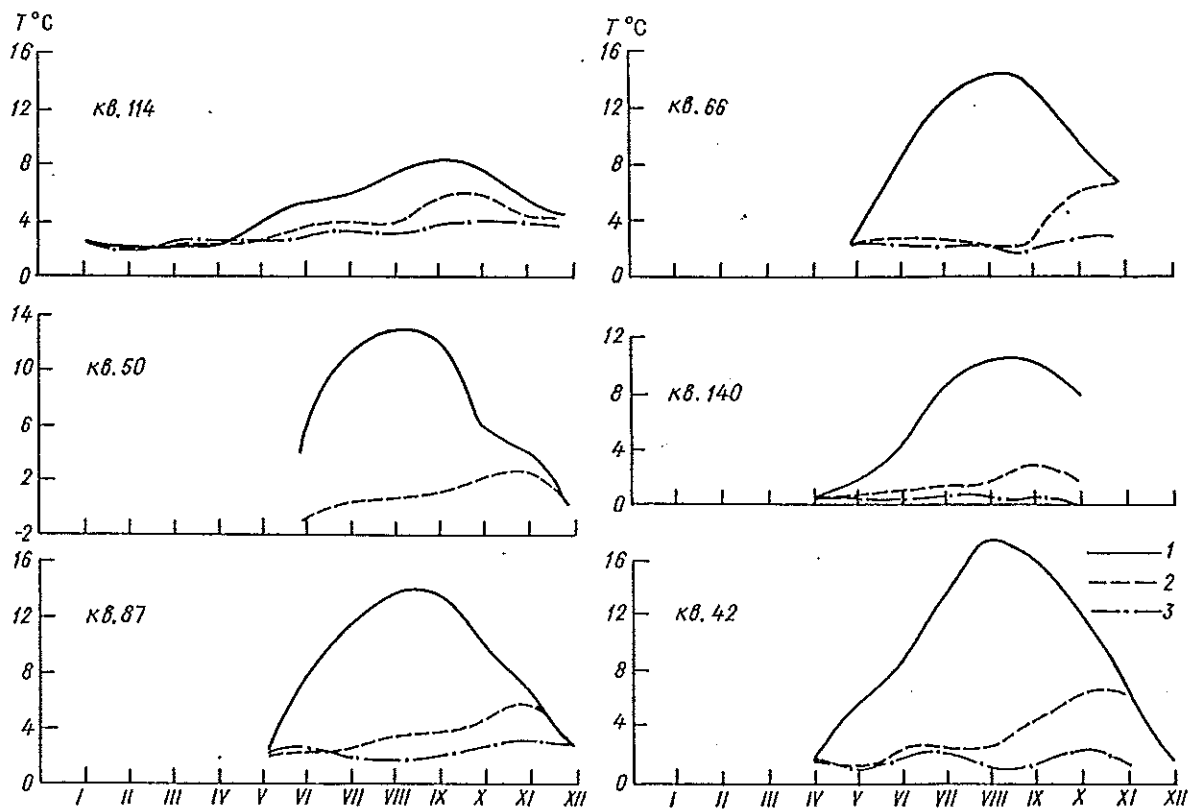


Рис. 4.16. Годовой ход температуры воды в отдельных квадратах южной части Охотского моря.

1 — поверхность; 2 — горизонт 50 м; 3 — горизонт 100 м.

ского моря можно разделить на две зоны, различные в динамическом отношении.

Первая из них — это Курильские проливы (рис. 4.16, кв. 114), где увеличение температуры от мая к октябрю происходит за счет постоянного вертикального обмена вследствие приливного перемешивания. То же прослеживается и на протяжении Камчатского течения (рис. 4.16, кв. 140), которое переносит трансформированные в Курильских проливах тихоокеанские воды в северную часть моря. В этом течении максимум температуры на горизонте 50 м отмечается в сентябре, что совпадает с максимумом прогрева поверхностных вод в проливах. В октябре же начинают преобладать метеорологические факторы (возрастающая скорость ветра и понижение температуры воздуха). Поэтому взаимодействие трансформированных тихоокеанских вод с охлаждающимися водами моря приводит к тому, что температура воды на глубине 50 м в октябре становится ниже, чем в сентябре.

На большей части южной акватории моря годовой ход температуры воды в подповерхностных слоях — результат дифференцированного вклада метеорологических условий и трансформации вод в динамически активных регионах. Например, в кв. 50 (см. рис. 4.16) с июня по октябрь оказывают влияние динамические процессы в Шантарском районе, а в кв. 87 с июля по октябрь — процессы в проливах Курильской гряды. В ноябре, как и в большинстве квадратов северной и центральной частей моря, на рост температуры воды доминирующее влияние оказывают метеорологические процессы.

Количество наблюдений зимой во многих квадратах существенно меньше. Отсюда — некоррект-

ность в оценках средних многолетних значений и причина того, что конфигурация кривых годового хода в этот период усложнена.

В Курильских проливах и прилегающих к ним районах запаздывание минимума температур, как и максимума летом, составляет 1 мес. На большей части береговых станций, как отмечалось, время наступления минимальных температур поверхностного слоя моря приходится на период с января по март. Учитывая это, а также имеющиеся данные по акватории, свободной от ледяного покрова, можно заключить, что гидрологическая зима для большинства открытых районов Охотского моря продолжается с января по март.

Рассмотрим географическую дифференциацию наступления максимумов температуры и ее причины. Как следует из рис. 4.17 а, на большей части моря максимальный прогрев поверхностных вод наступает в августе, а на всем протяжении Курильской гряды и на входе в зал. Шелихова — в сентябре. В этих районах причиной смещения максимума на сентябрь является сильное вертикальное и боковое перемешивание водных масс за счет интенсивных приливных течений. По мере удаления от Курильской гряды происходит смещение трансформированных в проливах тихоокеанских вод с водами собственно Охотского моря. В результате образуется переходная зона, которая в основном располагается над южной частью Глубоководной котловины, а также в зоне действия Камчатского течения и его ветвей, переносящих водные массы в восточной части моря от Глубоководной котловины на север. Аналогичная ситуация прослеживается также к северу от м. Утхолокского и к северо-востоку от Шан-

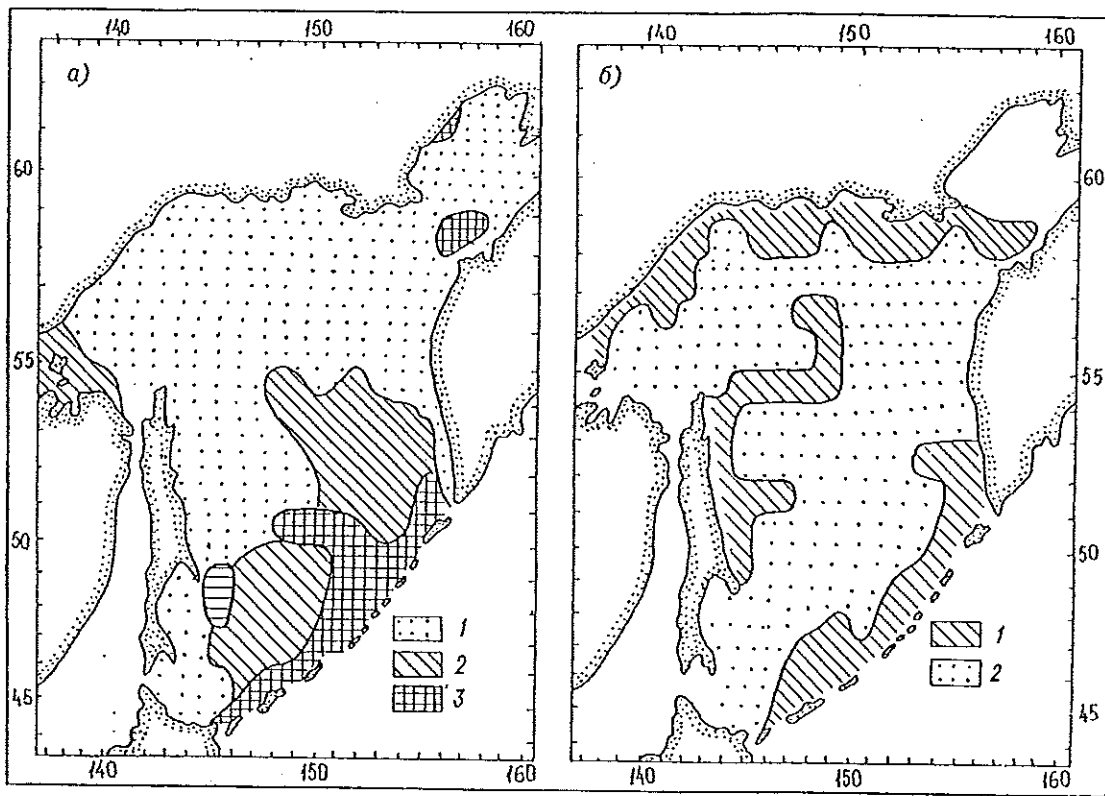


Рис. 4.17. Время наступления максимальной температуры воды на акватории Охотского моря.  
 а — на поверхности: 1 — август, 2 — август—сентябрь, 3 — сентябрь; б — на горизонте 50 м: 1 — октябрь, 2 — ноябрь.

тарских островов. Время наступления максимальной температуры во всех этих районах (рис. 4.17 а) — август—сентябрь. Однако следует отметить, что в переходной зоне период максимального прогрева поверхностных вод такой же, что и на большей части акватории моря — с июля по сентябрь.

Причиной запаздывания максимума температуры воды на поверхности к востоку от м. Терпения, который здесь наступает в сентябре, вероятнее всего, является сток рек. Хотя и в меньшей степени (по отношению к приливному перемешиванию), данный фактор действует и в Шантарском районе с прилегающими к нему акваториями, что также способствует сдвигу пика на август—сентябрь.

Наибольший прогрев речных вод на всей периферии моря наступает в августе (табл. 4.5). Однако, чтобы прогретые воды достигли указанных районов, необходимо время. Кроме того, у рек о. Сахалин, а также рек, впадающих в северо-западную часть Охотского моря, благодаря циклонам и тайфунам в конце лета и начале осени наступает второй максимум стока (см. табл. 4.5).

На глубине 50 м максимальная температура воды по всей акватории наблюдается в октябре и ноябре (рис. 4.17 б).

В динамически активных районах (Курильские проливы и вход в зал. Шелихова), а также в районах, подверженных непосредственному воздей-

Таблица 4.5  
 Расход воды ( $\text{м}^3/\text{с}$ ) (числитель) и температура воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) (знаменатель) на некоторых реках Дальнего Востока, по [10—12]

Река	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Амур	$\frac{1890}{-}$	$\frac{1170}{-}$	$\frac{878}{-}$	$\frac{3090}{0,1}$	$\frac{14100}{3,0}$	$\frac{16600}{15,2}$	$\frac{16200}{19,6}$	$\frac{19900}{19,7}$	$\frac{21200}{14,5}$	$\frac{16800}{5,0}$	$\frac{6390}{0,0}$	$\frac{2490}{-}$
Уда	$\frac{34,1}{-}$	$\frac{23,7}{-}$	—	—	$\frac{-}{1,7}$	$\frac{1490}{9,1}$	$\frac{1660}{12,2}$	$\frac{1870}{12,2}$	$\frac{1410}{8,6}$	$\frac{-}{2,4}$	—	—
Тынь (о. Сахалин)	$\frac{11,9}{-}$	$\frac{9,91}{-}$	$\frac{9,37}{-}$	$\frac{29,7}{0,1}$	$\frac{210}{4,6}$	$\frac{124}{11,5}$	$\frac{42,8}{16,1}$	$\frac{38,2}{16,5}$	$\frac{53,1}{11,8}$	$\frac{64,4}{4,7}$	$\frac{29,3}{0,1}$	$\frac{17,1}{-}$
Поронай (о. Сахалин)	$\frac{12,2}{-}$	$\frac{9,06}{-}$	$\frac{8,20}{-}$	$\frac{53,5}{0,0}$	$\frac{277}{4,9}$	$\frac{148}{11,1}$	$\frac{90,7}{14,9}$	$\frac{83,5}{15,6}$	$\frac{89,5}{11,6}$	$\frac{115}{4,8}$	$\frac{53,2}{0,1}$	$\frac{21,6}{-}$
Ича (п-ов Камчатка)	$\frac{36,3}{-}$	$\frac{34,8}{-}$	$\frac{31,4}{-}$	$\frac{45,6}{0,0}$	$\frac{164}{4,8}$	$\frac{227}{8,5}$	$\frac{154}{11,3}$	$\frac{113}{11,6}$	$\frac{113}{8,9}$	$\frac{106}{3,7}$	$\frac{62,7}{0,0}$	$\frac{36,7}{-}$

вию трансформированных тихоокеанских вод (западнее Курильской гряды и у южной оконечности п-ова Камчатка), максимальная температура отмечается в октябре. В прибрежных районах северо-западной части моря — также в октябре, но причинами здесь являются начало термической конвекции и возрастание скорости ветра.

К востоку и северо-востоку от о. Сахалин максимум наступает в октябре, вероятно, под влиянием осеннего охлаждения, стока рек северо-западного побережья и подъема глубинных вод в районе о. Ионы.

На остальной акватории моря максимальный прогрев на горизонте 50 м приходится на ноябрь (рис. 4.17 б). Это время, когда на акватории моря хорошо выражено термическое конвективное перемешивание.

Минимальная температура поверхностного слоя Охотского моря отмечается с января по апрель, причем, как следует из рис. 4.18 а, для трансформированных тихоокеанских вод — с февраля по апрель, а вод Охотского моря — с января по март. На входе в зал. Шелихова период минимальных температур также смещен на февраль—апрель, что связано здесь с мощным приливным перемешиванием.

На картину распределения периодов минимальных температур воды на горизонте 50 м повлияло недостаточное число наблюдений в отдельных квадратах и малая изменчивость средних месячных значений температуры на данной глубине в холодное время года. Однако, сравнивая рис. 4.18 а и б, можно видеть, что основные черты, присущие поверхностному горизонту, с глубиной сохраняются.

Наиболее показательной величиной, характеризующей внутригодовую изменчивость температуры воды, является ее амплитуда — половина разности

между максимальной и минимальной температурой за год.

Распределение внутригодовых амплитуд по акватории моря представлено на рис. 4.19. На поверхности (рис. 4.19 а) максимальные значения ( $8-9^{\circ}\text{C}$ ) приурочены к районам вторжения и распространения по южной части моря вод течения Сойя, имеющих в летнее время наиболее высокое теплосодержание. Также относительно большие значения (до  $7,0-7,5^{\circ}\text{C}$ ) характерны для районов с незначительным обменом в вертикальном и горизонтальном направлениях. Это северная и центральная части моря, а также зона Восточно-Сахалинского течения.

По мере приближения к динамически активным регионам моря амплитуды внутригодовой изменчивости температуры воды уменьшаются до  $2,5-3,0^{\circ}\text{C}$ .

На распределение амплитуд на глубине 50 м влияют те же причины, что и на поверхности, но сами амплитуды здесь меньше поверхностных в 2—3 раза. Максимум ( $3,5-5,5^{\circ}\text{C}$ ) приходится на самую южную часть моря. Наиболее низкие для всего моря значения (около  $1,5^{\circ}\text{C}$ ) приурочены к периферии циклонического круговорота в северной части моря и к потоку вод южного направления вблизи побережья п-ова Камчатка. Эти циркуляции состоят из трансформированных тихоокеанских вод. Кроме того, в северном круговороте присутствуют мало измененные воды глубинных горизонтов, поднимающиеся к поверхности у о. Ионы.

Амплитуды, не превышающие  $2^{\circ}\text{C}$ , наблюдаются в Курильских проливах и на входе в зал. Шелихова. Более высокие значения в Шантарском районе (до  $3,0-3,3^{\circ}\text{C}$ ) связаны с небольшими глубинами на этой акватории и мощным вертикальным обменом.

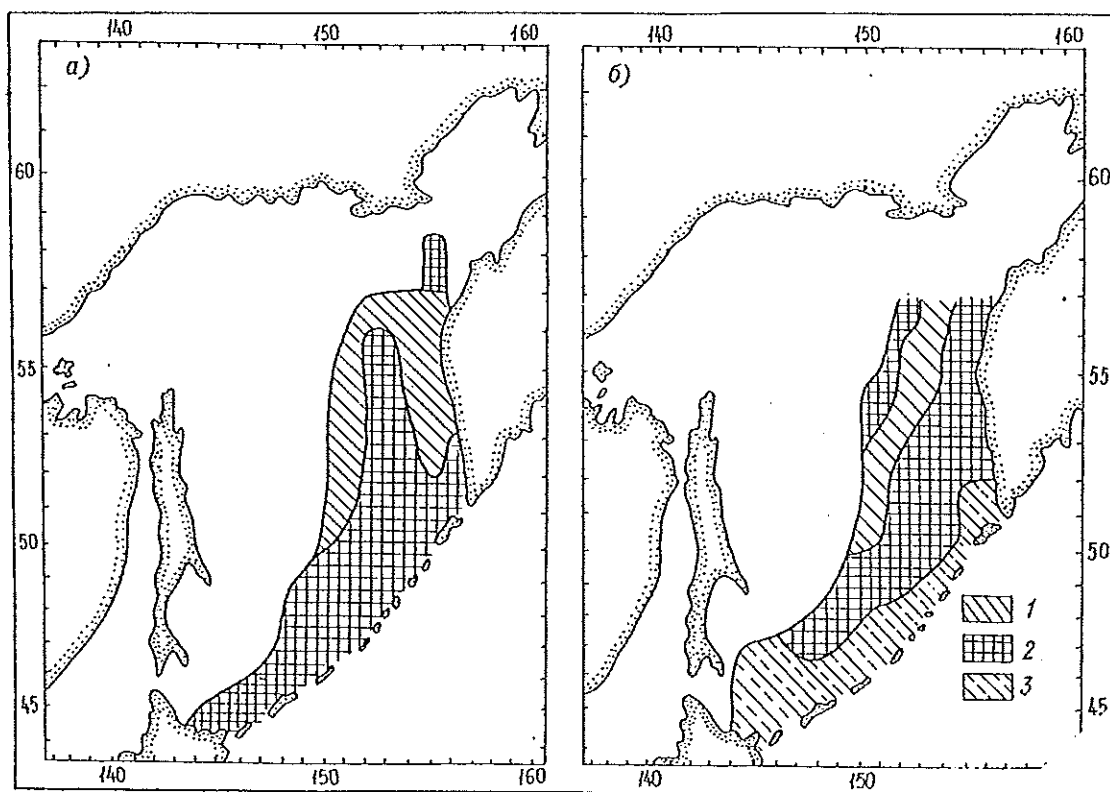


Рис. 4.18. Время наступления минимальной температуры воды на поверхности (а) и на горизонте 50 м (б) в январе—марте (1), феврале—апреле (2) и феврале—мае (3).

ИИ  
Ш. Шеская  
Оро-запад-

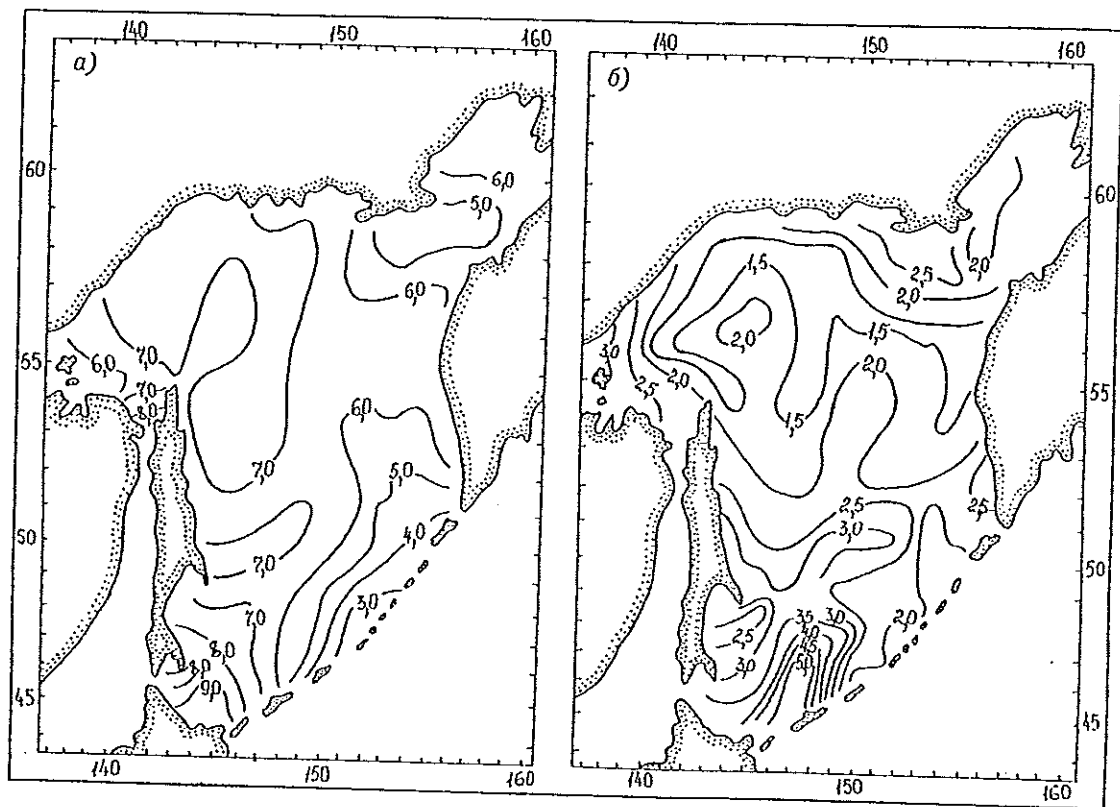


Рис. 4.19. Амплитуды внутригодовой изменчивости температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) на поверхности моря (а) и на горизонте 50 м (б).

#### 4.3.4. Межгодовая изменчивость температуры воды в прибрежной зоне моря

Непостоянство средней годовой интенсивности процессов над акваторией Охотского моря приводит к межгодовой изменчивости потерь тепла за счет испарения и турбулентного теплообмена с атмосферой в зимнее время и межгодовой неравномерности притока солнечной радиации на поверхность моря в летнее время. Эти факторы определяют межгодовую изменчивость температуры воды в море, развитие ее аномалий.

В Охотском море наблюдения за температурой воды сравнительно регулярно начались с 1936 г. Однако пропуски наблюдений практически на всех ГМС в осенний, зимний и весенний периоды года позволили получить непрерывные ряды средних годовых значений для отдельных станций начиная только с 60-х годов. Ряды продолжительностью в 20—25 лет, естественно, недостаточны для получения надежных статистических данных, выявления долгопериодных колебаний и фоновых изменений.

На всех береговых ГМС наблюдается квазидвухлетняя периодичность (рис. 4.20 и 4.21). При этом на станциях Мыс Терпения, Комрво, Аян и Охотск, как показал спектральный анализ, квазидвухлетние колебания происходят на фоне изменений температуры с периодом 4—5 лет. На значительных участках побережья колебания, как правило, синфазны и близки по амплитуде. Это свидетельствует о том, что межгодовые изменения температуры воды обуславливаются крупномасштабными процессами. В работе [46] квазидвухлетняя цикличность в атмосфере связывается с автоколебаниями в междуполушарной тепловой машине, которая фор-

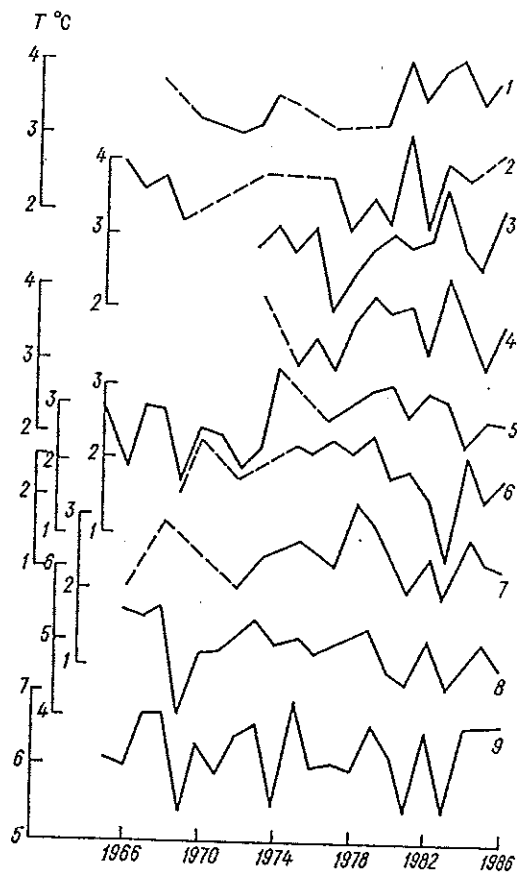


Рис. 4.20. Межгодовая изменчивость средней годовой температуры воды на береговых станциях Охотского моря.

1 — Озерная; 2 — Остров Птичий; 3 — Нагаево; 4 — Охотск; 5 — Аян; 6 — Комрво; 7 — Мыс Терпения; 8 — Взморье; 9 — Корсаков.

мирует меридиональную циркуляцию, обеспечивающую соответствующий обмен теплом и влагой между летним и зимним полушарием.

У отдельных групп ГМС, расположенных на различных участках побережья Охотского моря, имеются свои особенности. К таким группам относятся станции, расположенные на юго-западном побережье моря (Корсаков, Взморье, Мыс Терпения), северо-западном побережье (Аян, Охотск, Нагаево) и на восточном побережье (Остров Птичий, Усть-Большерецк, Озерная). Внутри каждой из групп практически наблюдается синхронность колебаний и равенство амплитуд. В то же время колебания температуры воды на побережьях юго-западной части моря и п-ова Камчатка происходят преимущественно в противофазе (1-я и 3-я группы станций).

Что касается долгопериодных изменений температуры воды (тренда), то можно лишь указать, что, за исключением станций Аян и Охотск, за период 1970—1986 гг. наблюдался тренд повышения летней температуры воды на 1,5—2,0 °С.

Знаки аномалии температуры воды в прибрежной зоне моря и температуры приземного воздуха обычно совпадают (рис. 4.22). Особенно четко зависимость проявляется в летний период. В зимний, осенний и весенний периоды, когда сказывается влияние ледяного покрова, она нарушается.

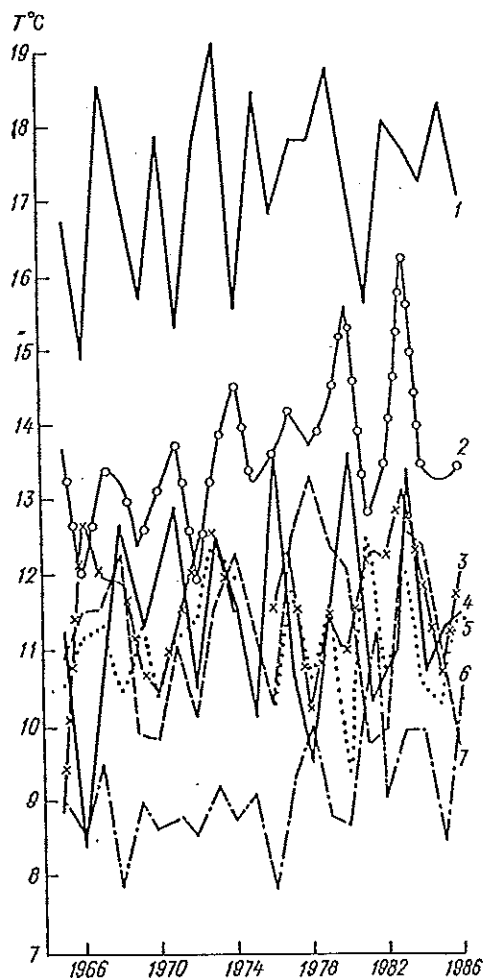


Рис. 4.21. Межгодовая изменчивость средней месячной температуры воды (август) на береговых станциях Охотского моря.

1 — Корсаков; 2 — Охотск; 3 — Остров Птичий; 4 — Нагаево; 5 — Усть-Большерецк; 6 — Озерная; 7 — Аян.

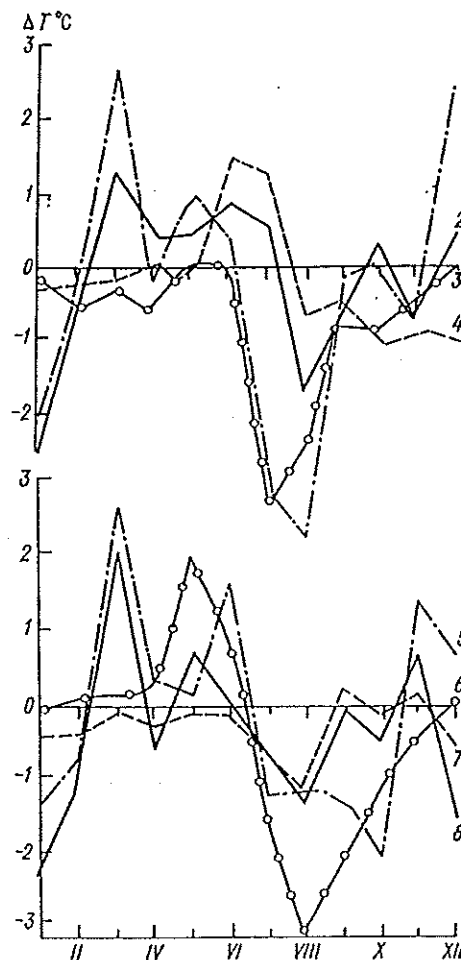


Рис. 4.22. Внутригодовой ход средних месячных аномалий температуры воды (1, 2, 5, 8) и температуры воздуха (3, 4, 6, 7) в 1987 г. на береговых станциях Охотского моря.

1, 3 — Комрво; 2, 4 — Корсаков; 5, 6 — Охотск; 7, 8 — Озерная.

Амплитуды межгодовых колебаний средней годовой температуры воды достигают 1,5—1,7 °С, средней месячной (за август) — 3—5 °С. Так, например, на ГМС Нагаево минимальная средняя годовая температура (1,9 °С) наблюдалась в 1977 г., а максимальная (3,6 °С) — в 1983 г.

Согласно работе [30], формирование крупномасштабных аномалий температуры поверхности (АТПО) северной части Тихого океана начинается в мае—июне и достигает максимального развития в августе—сентябре, а разрушение АТПО начинается в декабре и заканчивается в феврале—марте. По-видимому, такая закономерность справедлива и для поверхности Охотского моря. Это подтверждается одинаковым характером межгодовой изменчивости температуры (средней за август и средней годовой), которая в обоих регионах имеет одинаковый знак. В работе [30], в частности, отмечается, что развитие и эволюция АТПО в значительной степени определяются аномалиями циклонической активности. Общий термический фон поверхностного слоя воды Охотского моря зависит от атмосферной циркуляции над самим морем и прилегающими районами Тихого океана. Активная циклоническая деятельность над Охотским морем и северо-запад-

ной частью Тихого океана в теплую половину года в основном сопровождается отрицательными аномалиями температуры воды. В свою очередь антициклоническая деятельность, как показала Веселова, обуславливает преимущественно положительные аномалии. В 1981—1983 гг. [15—17] наблюдались существенные изменения средних годовых значений температуры воды (см. рис. 4.20, 4.21), повторяемость циклонов в августе 1981 и 1983 гг. почти в два раза была выше, чем в августе 1982 г. При этом в 1981 и 1983 гг. наблюдался выход циклонов на центральную часть Охотского моря как со стороны континента, так и Тихого океана. Барическое поле в нижней тропосфере в 1982 и 1983 гг. существенно отличалось от среднего многолетнего [16, 17]. Если в 1982 г. основные очаги наибольшей повторяемости числа дней с циклонами располагались севернее обычного положения (над северным побережьем Охотского моря), то в 1983 г. — на 5° южнее обычного. При этом исключительно высокой повторяемостью циклонов в течение всего года отличались южные районы Охотского моря.

#### 4.3.5. Пространственно-временное распределение

Низкая температура воды поверхностного слоя Охотского моря наблюдается с января по апрель (рис. 4.23). В январе наиболее высокие значения (до 1,0—1,5 °C) отмечаются вблизи островов южной половины Курильской гряды, а в проливах и на шельфе островов к северу от параллели 47° 30' с. не превышают 0,5—0,7 °C.

Повышенные значения вблизи островов Курильской гряды связаны в первую очередь с адвекцией тихоокеанских вод. Максимум температуры у южной половины гряды зависит от двух факторов. Во-первых, согласно В. Н. Степанову [49], в Тихом океане средняя годовая температура от южной оконечности п-ова Камчатка до о. Хоккайдо увеличивается на 5 °C, и, во-вторых, вблизи побережья о. Хоккайдо в Охотском море следует теплое течение Сойя. Смещение и вертикальная трансформация этих двух видоизмененных тихоокеанских водных масс и приводят к росту температуры воды.

По мере удаления от проливов и продвижения трансформированных тихоокеанских вод на север температура воды уменьшается до -1 °C. Некоторое повышение (до -0,5 °C) на входе в зал. Шелихова связано с интенсивным приливным перемешиванием.

В феврале распределение в основном сохраняется такое же, как в январе. Происходит только повсеместное уменьшение температуры. У островов Курильской гряды она не превышает 0,5—1,0 °C, а на севере свободной ото льда акватории моря — 1,5 °C (см. рис. 4.23).

Март характеризуется наиболее низкой температурой поверхностных вод (см. рис. 4.23). Зимнее выхолаживание приводит к тому, что у островов Курильской гряды температура понижается до -0,3...0,6 °C, а вблизи берегов п-ова Камчатка — до -1,0...-1,2 °C.

Период весеннего прогресса поверхностных вод Охотского моря начинается в апреле. Повсеместно происходит увеличение температуры, а в самой южной части моря оно достигает 2,0—2,2 °C. Отрицательные значения в северной (свободной ото льда)

части акватории моря не опускаются ниже -1,0 °C (см. рис. 4.23).

В мае прогрев продолжается. По данным наблюдений, выполненных в мягкие по ледовым условиям годы, на поверхности (см. рис. 4.23) доминируют положительные значения температуры. Наиболее прогреты северная мелководная и крайняя южная (южнее параллели м. Терпения) части моря (соответственно 2,0—2,5 и 6,0—6,5 °C). Однако преобладают значения 0,0—1,2 °C.

Перестройка температурного поля к летнему состоянию происходит в июне (см. рис. 4.23). Если зимой и в начале весны (январь—апрель) наиболее прогреты участки приурочены к динамически активным районам и местам поступления тихоокеанских вод, то в летнее время более прогреты мелководные периферийные и спокойные районы моря. Температура в июне здесь (см. рис. 4.23) достигает 5,0—6,5 °C. В динамически активных районах за счет интенсивного перемешивания образуются зоны пониженной температуры. На входе в зал. Шелихова и вблизи островов Курильской гряды температура поверхностных вод не превышает 1,5—2,5 °C.

В июле по сравнению с июнем температура повсеместно выше на 4—6 °C (см. рис. 4.23). Однако ее пространственное распределение меняется мало.

Самая высокая температура поверхностных вод моря приходится на август. Максимум наблюдается на акватории к югу от параллели м. Анива, достигая 16,0—16,5 °C (см. рис. 4.23). Сравнительно высокая температура (до 12—14 °C) отмечается на мелководных периферийных участках моря. В динамически активных районах температура не превышает 7,5—9,5 °C. Пониженные значения (до 10,5 °C) отмечаются и над банкой Кашеварова, что связано с постоянным (в течение всего года) подъемом глубинных вод. Распространение трансформированных и охлажденных в Курильских проливах тихоокеанских вод на север в восточной части моря приводит к разности температуры поверхностного слоя в 1—2 °C между этой и западной частью моря.

В сентябре начинается охлаждение поверхностных вод. Однако в целом еще сохраняется летний тип распределения температуры. По сравнению с августом на большей части моря температура понижается на 1—2 °C (см. рис. 4.23). В то же время в проливах Курильской гряды и прилегающей к ним акватории в сентябре наблюдается максимальная (для всего года) температура поверхностного слоя, что связано со сдвигом пика прогресса за счет мощного вертикального обмена.

В октябре происходит дальнейшее понижение температуры. Усиливается термическая конвекция, что приводит к сглаживанию контрастов между динамически активными и остальными районами моря (см. рис. 4.23). Пониженные температуры (до 3,5—4,0 °C) в северо-западной части моря связаны с интенсификацией здесь в октябре циклонической циркуляции вод, которая приводит к подъему глубинных более холодных вод и соответственно усиливает эффект осенней термической конвекции. Максимальные температуры (до 11,0—11,5 °C) относятся к самой южной части моря, что связано с большим теплозапасом вод течения Сойя. На большей части акватории моря преобладает температура от 5,5 до 7,5 °C.

Переход к зимнему состоянию температуры вод происходит в ноябре. Небольшой теплозапас вод

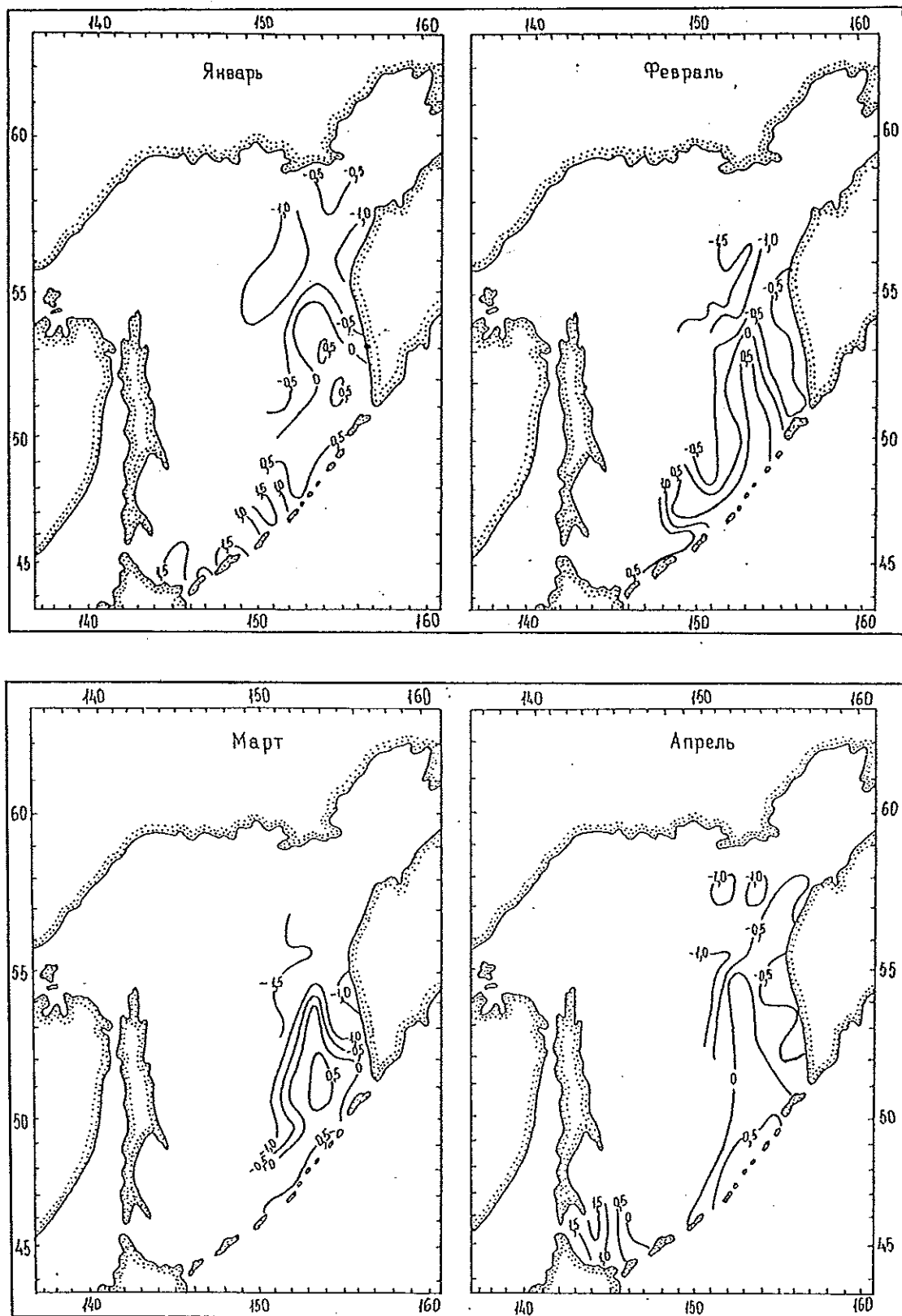


Рис. 4.23. Распределение температуры воды (°C) на поверхности Охотского моря.

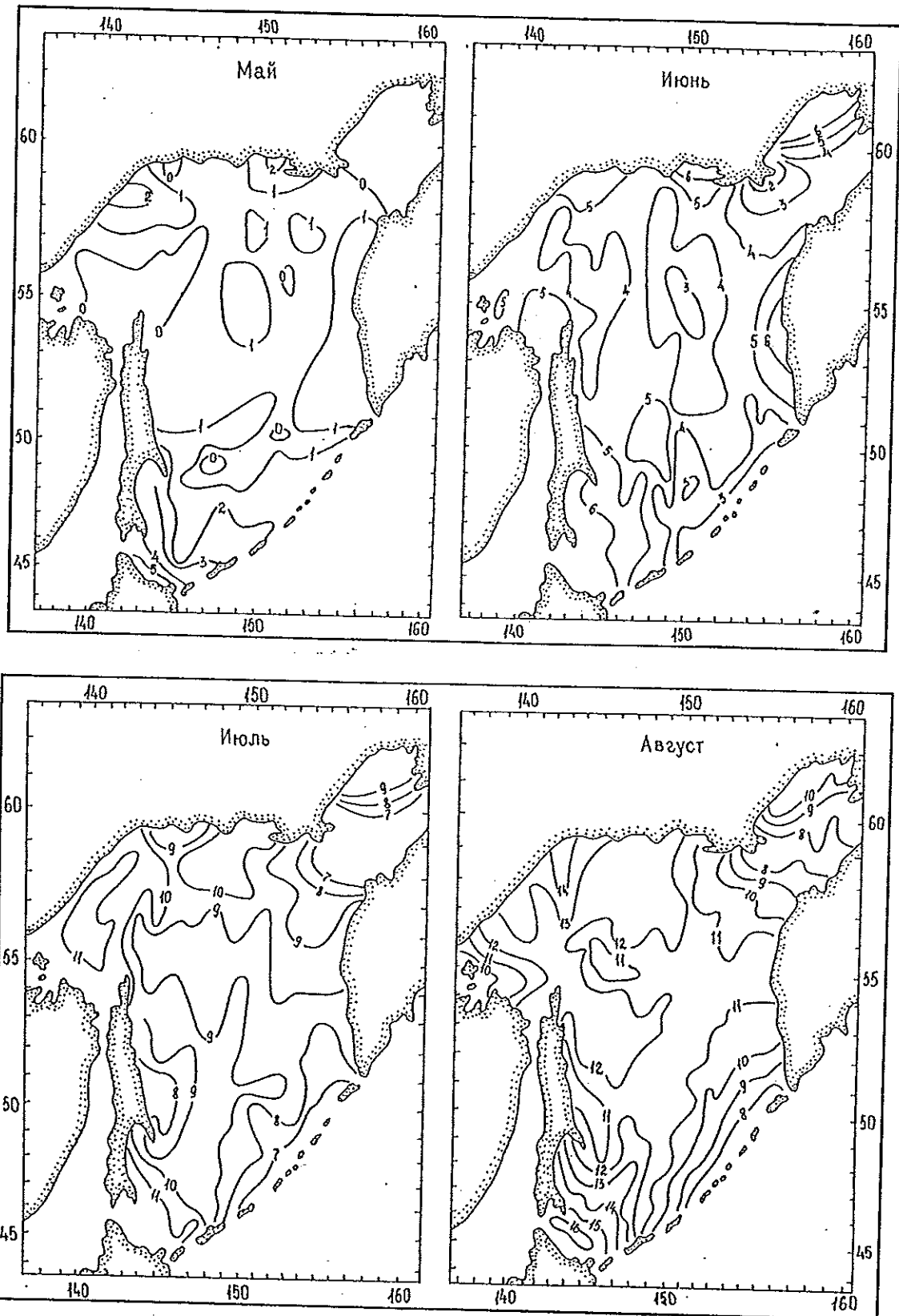


Рис. 4.23 (продолжение).

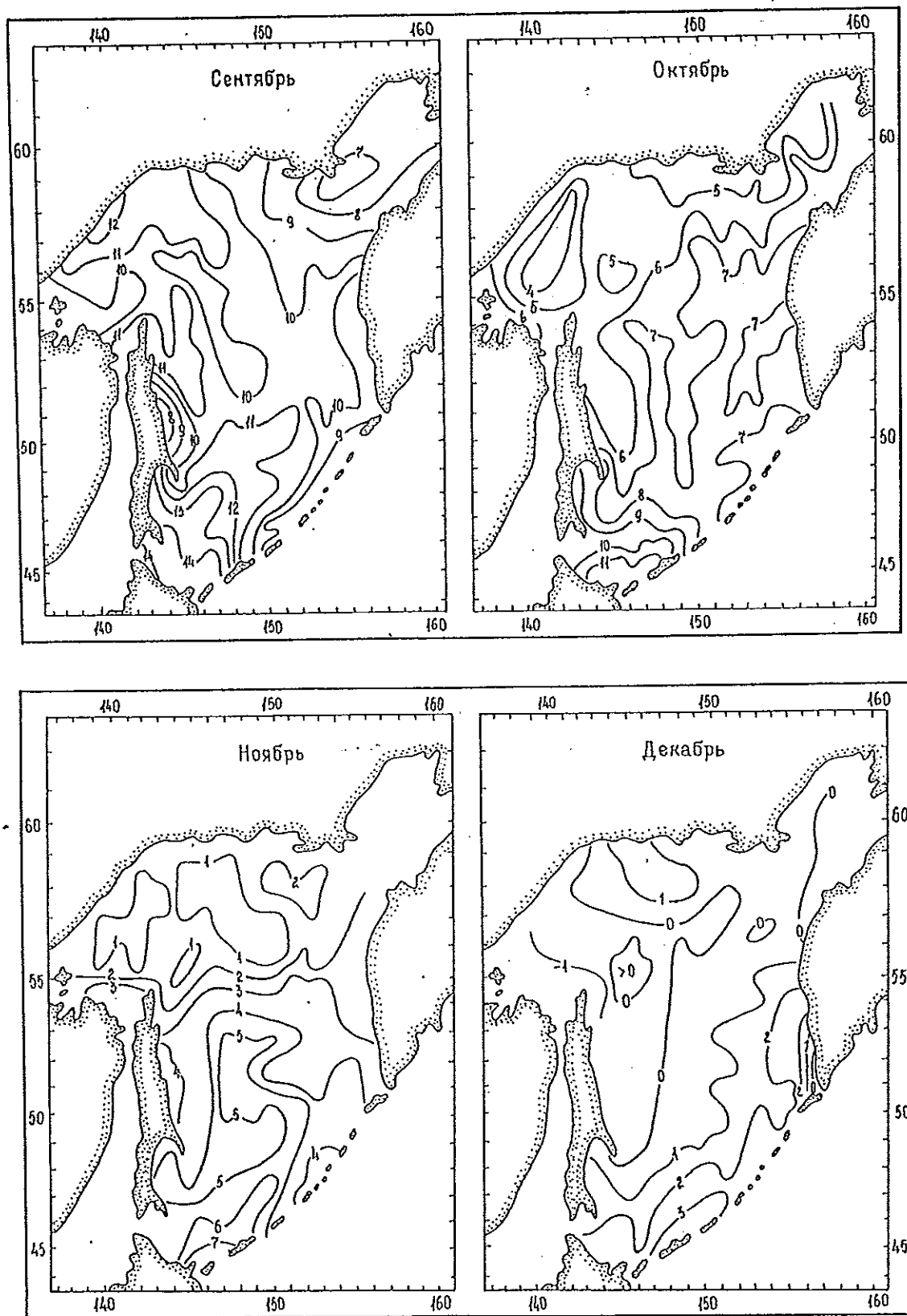


Рис. 4.23 (продолжение).

мелководной части моря и постепенно усиливающаяся термическая конвекция (как следствие отрицательной температуры воздуха) приводят к тому, что к северу от параллели м. Елизаветы температура не превышает 1—2 °С (см. рис. 4.23). Центральную и южную глубоководные части моря заполняют трансформированные тихоокеанские воды, имеющие значительный теплозапас. Температура воздуха над этой частью моря по сравнению с северной мелководной акваторией также выше на 8—12 °С. Эти два фактора — причина более слабой термической конвекции и как следствие более высокой температуры поверхностных вод, которая в южной части моря достигает 5,5—7,5 °С (см. рис. 4.23).

В декабре распределение температуры полностью отражает зимнее состояние (см. рис. 4.23). В зал. Шелихова и на акватории, прилегающей к Шантарским островам, отмечаются самые низкие значения (до -0,5...-1,5 °С). В юго-восточной части моря температура не опускается ниже 0,5—1,5 °С. Довольно отчетливо выражена положительная аномалия температуры над банкой Кашеварова (выше 0 °С) — следствие подъема к поверхности более теплых глубинных вод. Максимальные значения (до 2,0—3,5 °С) приходится на районы вторжения в море тихоокеанских вод (Курильские проливы и область течения Соя), а также на районы их дальнейшего распространения.

На глубине 50 м в январе распределение температуры мало отличается от поверхностного (рис. 4.24). К югу от параллели 55° с. она выше на 0,5 °С. Это свидетельствует о том, что термическая конвекция в это время года здесь не достигает глубины 50 м. В феврале, марте и апреле (см. рис. 4.24) конфигурация изотерм на горизонте 50 м и на поверхности идентична, что является следствием хорошего вертикального перемешивания в слое 0—50 м, происходящего за счет зимней термической конвекции на свободной от ледяного покрова акватории.

В мае с началом летнего прогрева и образованием тонкого поверхностного прогретого слоя появляются различия температуры на поверхности и глубине 50 м. На большей части моря, как следует из рис. 4.23 и 4.24, в подповерхностном слое температура ниже на 0,5—1,0 °С. Различия минимальны в проливах Курильской гряды и южной части Глубоководной котловины, затем возрастают в центральной и северной частях моря и достигают максимума в мелководных прибрежных районах северной части моря (до 2—3 °С), а также в зоне течения Соя (3,5—4,5 °С) (см. рис. 4.23 и 4.24). Холодный промежуточный слой (температура ниже 0 °С) в это время включает горизонт 50 м и распространяется на всю северную часть моря и к западу от меридиана 150° в центральной и южной частях моря. На юге моря граница холодного промежуточного слоя распространяется до параллели прол. Буссоль.

Адвекция теплых тихоокеанских вод приводит в июне к существенному уменьшению области с отрицательной температурой, наблюдающейся на горизонте 50 м только вблизи о. Сахалин, в северной части моря (к западу от меридиана 155° в.) и в зал. Шелихова к северу от параллели 60° с. Постепенное возрастание температуры тихоокеанских вод, следующих через Курильские проливы в море, приводит к повышению температуры в районе Курильской гряды на горизонте 50 м до 1,0—1,5 °С (см. рис.

4.24). Начинает также проявляться положительная аномалия над банкой Кашеварова, являющаяся следствием подъема глубинных вод с более высокой температурой.

В июле на горизонте 50 м происходит дальнейшее сокращение области с отрицательной температурой. Вследствие вертикального и бокового обмена, а также адвекции тихоокеанских вод температура возрастает на всей акватории и только в крайней северо-западной части моря остается ниже -1 °С (см. рис. 4.24). Постоянный подъем более теплых глубинных вод делает отчетливо выраженной аномалию над банкой Кашеварова. Максимум температуры (до 1,5—1,9 °С) отмечается на южной и юго-восточной периферии моря — результат отепляющего воздействия трансформированных тихоокеанских вод, проникающих через проливы Лаперуза и Курильской гряды. Наиболее резко выражен также температурный контраст между восточной и западной частями Охотского моря — следствие распространения трансформированных тихоокеанских вод преимущественно по восточной части (см. рис. 4.24).

В августе в динамически активных районах благодаря мощному вертикальному обмену температура возрастает: вблизи Шантарских островов до 0,5 °С, в проливах Курильской гряды и на входе в зал. Шелихова — до 2,0—2,5 °С. Области с отрицательной температурой (не ниже -0,5 °С) в августе имеют минимальные размеры (см. рис. 4.24).

В динамически активных районах в сентябре на горизонте 50 м температура воды продолжает повышаться. В зал. Шелихова и притауйском районе она достигает 2,5—3,5 °С. Максимум приходится на юго-восточную часть моря: у южных Курильских островов температура составляет 4,0—4,5 °С (см. рис. 4.24). В это же время на значительной части моря на рассматриваемом горизонте температура не превышает 0 °С. По сравнению с августом несколько возрастают размеры областей с отрицательной температурой, которая теперь на 0,5—0,7 °С ниже (см. рис. 4.24), что, возможно, связано с преобладанием наблюдений в относительно холодные в гидрологическом отношении годы.

В октябре понижение температуры воздуха и увеличение скорости ветра приводят к интенсификации термической конвекции и передаче тепла от поверхности к нижележащим горизонтам. Как следствие этого (см. рис. 4.24) на всей акватории моря на горизонте 50 м отмечаются максимальные (для всего года) значения температуры воды. Происходит также почти повсеместное разрушение на этой глубине слоя с отрицательной температурой. Наиболее холодной остается центральная часть моря к северу от параллели 52° с., где слабо сказывается отепляющее воздействие тихоокеанских вод, а теплозапас поверхностных к началу термической конвекции оказывается минимальным. На периферии моря за счет наибольшего прогрева поверхностных вод в летнее время конвективные процессы приводят к возрастанию температуры воды на горизонте 50 м до 3—4 °С. Положительная аномалия над банкой Кашеварова в это время также хорошо выражена. Максимум значений (до 3,5—6,5 °С) приурочен к районам вторжения и распространения трансформированных тихоокеанских вод, имеющих самое высокое теплосодержание.

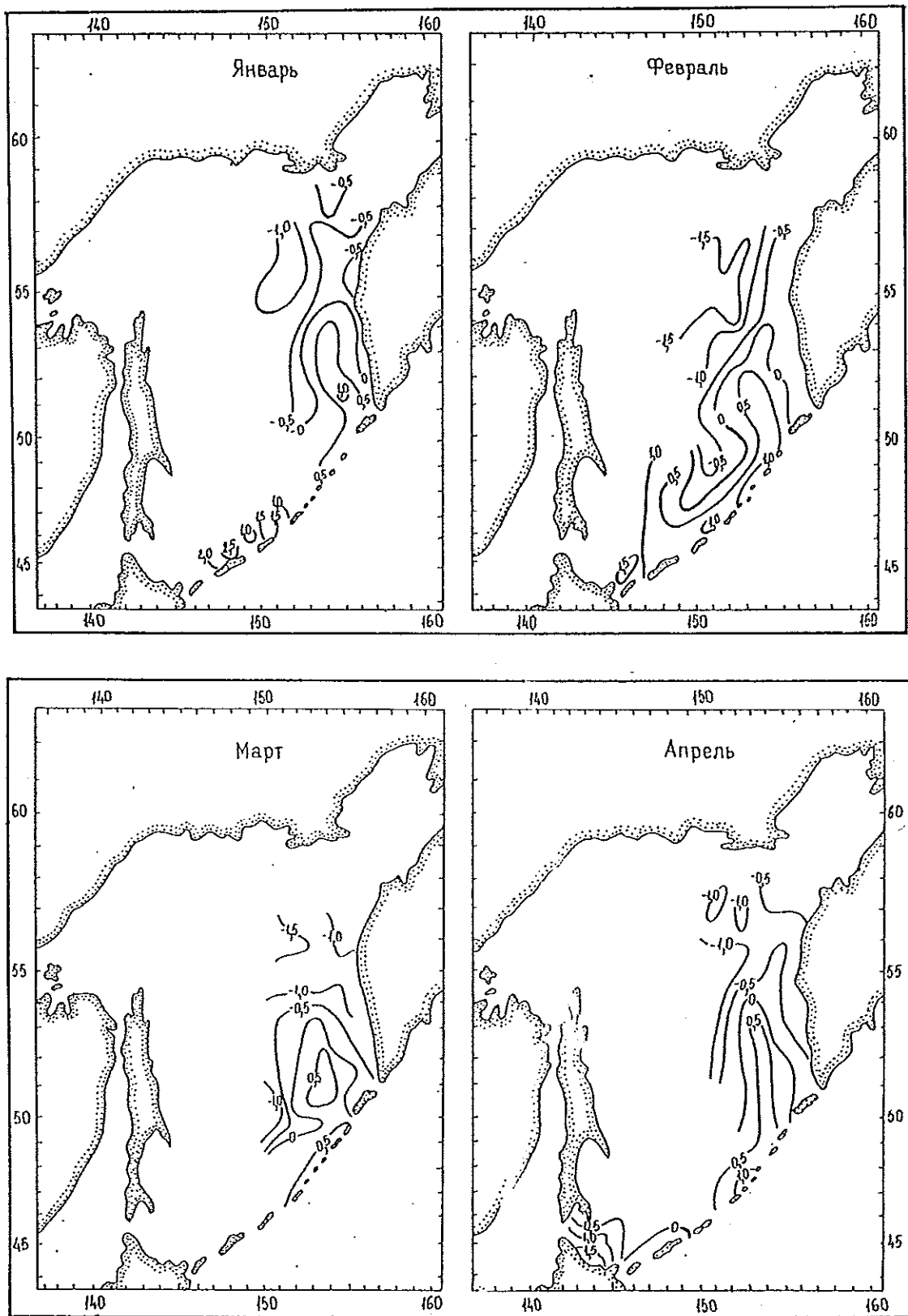


Рис. 4.24. Распределение температуры воды (°C) на горизонте 50 м.

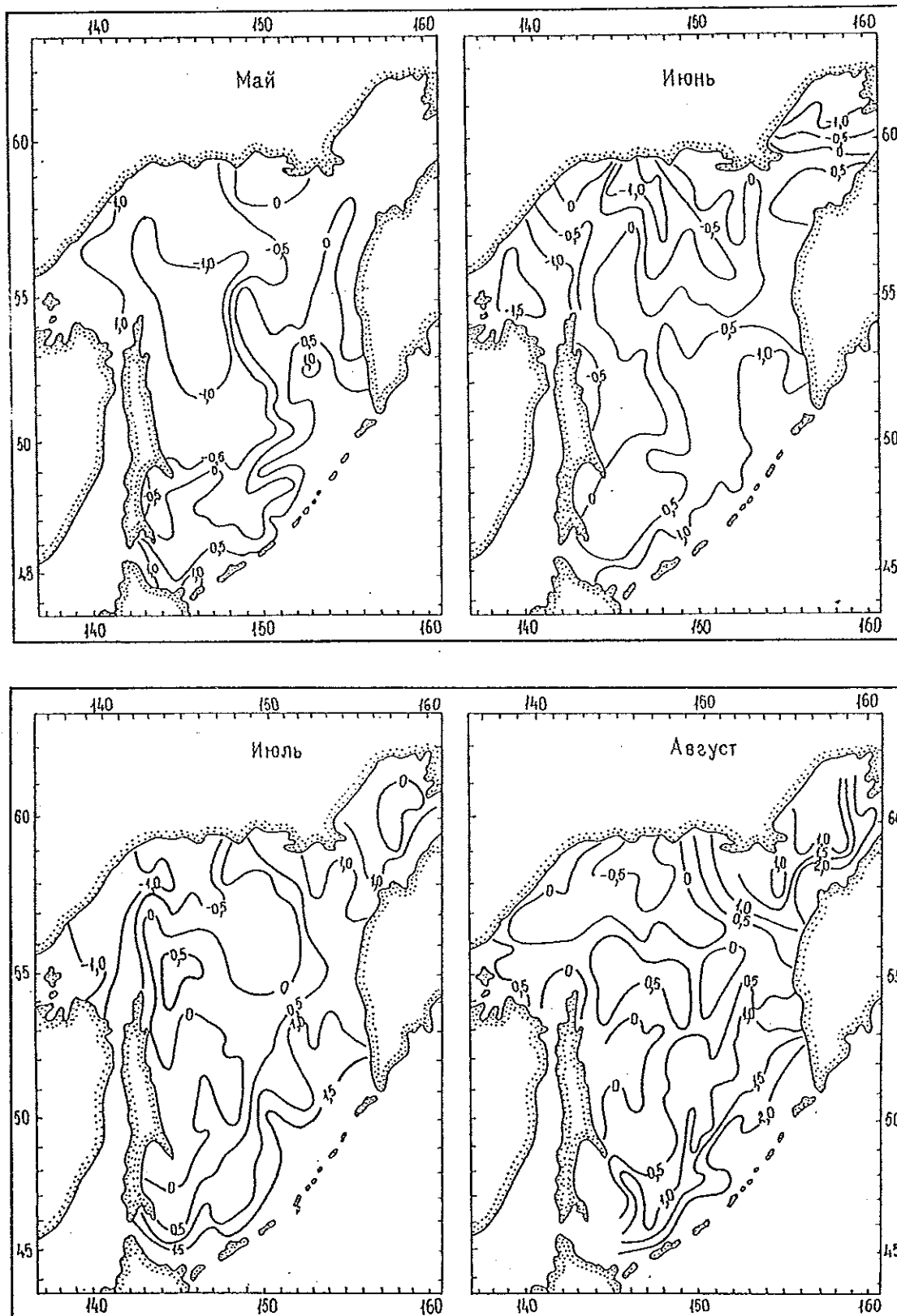


Рис. 4.24 (продолжение).

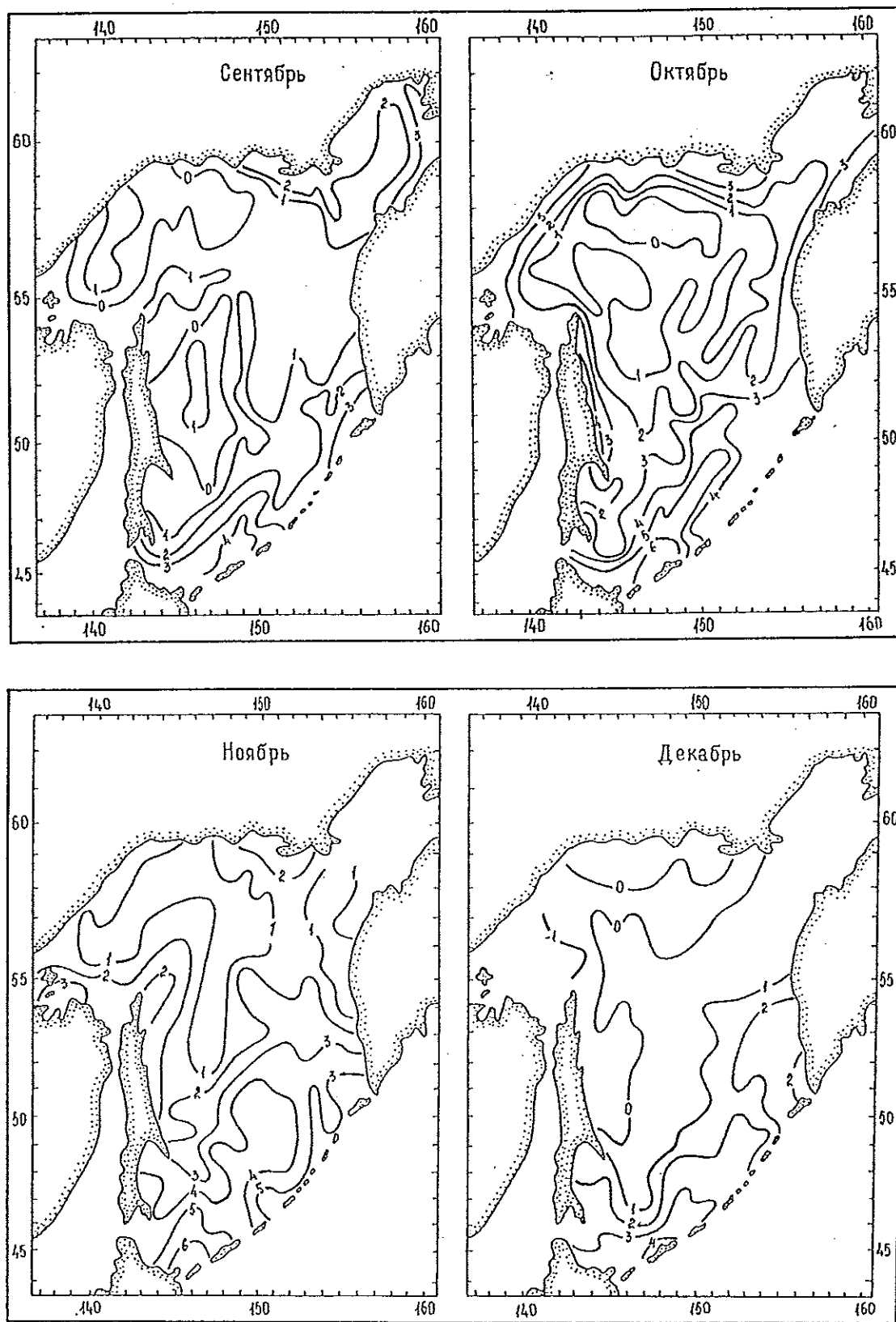


Рис. 4.24 (продолжение).

Дальнейшее уменьшение температуры воздуха (до  $-14^{\circ}\text{C}$ ) и усиление ветра в ноябре приводят к гомотермии слоя 0—50 м на акватории моря севернее параллели  $55^{\circ}$  с. с температурой воды  $1^{\circ}\text{C}$  (см. рис. 4.23 и 4.24). В центральной и южной частях моря гомотермия не распространяется до горизонта 50 м (температура на поверхности выше  $1-2^{\circ}\text{C}$ ), что связано с более высоким теплоспасом вод, а также более высокой температурой воздуха ( $0-6^{\circ}\text{C}$ ). Вдоль западного побережья моря (от Шантарских островов до м. Терпения) на горизонте 50 м выделяется область с температурой  $2,0-3,5^{\circ}\text{C}$ , что, вероятно, связано с передачей тепла речными водами, имеющими в это время сравнительно высокую температуру. Адвекция тихоокеанских вод является причиной образования максимума температуры на рассматриваемой глубине в южной и юго-восточной частях Охотского моря.

В декабре на горизонте 50 м происходит перестройка поля температуры к зимнему состоянию (см. рис. 4.24). В северо-западной части моря появляется область с отрицательной температурой  $-1,0...-1,3^{\circ}\text{C}$ . Максимум температуры ( $4,0-4,3^{\circ}\text{C}$ ) наблюдается в крайней южной части моря как результат воздействия течения Сойя. Адвекция тихоокеанских вод, распространяющихся на север в восточной части моря, приводит к термическому контрасту (до  $2,0-2,5^{\circ}\text{C}$ ) между западной (более холодной) и восточной частью моря.

Для горизонтов 100 и 200 м ниже анализируются сезонные, а не месячные карты распределения температуры вследствие незначительной внутригодовой изменчивости гидрологических характеристик на этих глубинах.

В зимнее время (январь—март) на глубине 100 м (рис. 4.25 а) температура воды на свободной от ледяного покрова акватории изменяется в пределах от  $-1,43$  до  $1,49^{\circ}\text{C}$ . Минимальные значения ( $-1,29...-1,43^{\circ}\text{C}$ ) наблюдаются в северной части данной акватории. Наиболее прогреты (до  $1,30-1,49^{\circ}\text{C}$ ) южная и юго-восточная части моря, что является следствием адвекции теплых тихоокеанских вод.

Весной (апрель—июнь) возрастают пространственные контрасты температуры (рис. 4.25 б). Минимальные значения ( $-1,31...-1,70^{\circ}\text{C}$ ) наблюдаются в северной и северо-западной частях моря, ограниченных с юго-востока линией, соединяющей м. Елизаветы и полуострова Кони и Пьягина, а также в вершине зал. Шелихова. Положительные значения на входе в зал. Шелихова образуются за счет интенсификации здесь приливных течений: смешение поверхностных охлажденных вод с глубинными, имеющими положительную температуру, приводит к образованию в этом районе положительной аномалии температуры. Над банкой Кашеварова подъем глубинных вод также приводит к положительной аномалии. Температура воды здесь выше окружающей на  $0,3-0,5^{\circ}\text{C}$ .

Область с отрицательной температурой в пределах южной части Глубоководной котловины (рис. 4.25 б) связана, вероятно, с двумя факторами. Это, во-первых, или непосредственное вторжение холодных вод Восточно-Сахалинского течения, или, что более вероятно, боковой обмен между холодным Восточно-Сахалинским течением и северной периферией антициклонического движения вод над южной частью Глубоководной котловины. Вторым фактором является интенсификация осенне-зимней

конвекции в пределах антициклонической циркуляции вод над южной частью Глубоководной котловины.

Наибольшие значения температуры отмечаются на южной и юго-восточной периферии моря, куда проникают трансформированные в проливах тихоокеанские воды. Максимум температуры (до  $2,5-3,0^{\circ}\text{C}$ ) вблизи о. Хоккайдо — следствие вертикального обмена в процессе вдольбереговой конвергенции вод теплового течения Сойя.

В летнее время (июль—сентябрь) за счет бокового и вертикального обмена, а также адвекции тихоокеанских вод происходит уменьшение области с отрицательной температурой, равной  $-0,5...-1,6^{\circ}\text{C}$  (рис. 4.25 в). В зал. Шелихова отрицательные значения практически исчезают. В западной части моря (севернее параллели м. Анива) температура воды не опускается ниже  $-0,5^{\circ}\text{C}$  и только в узкой прибрежной части от Сахалинского залива до Тауйской губы она равна  $-1,0...-1,6^{\circ}\text{C}$ . Положительная аномалия над банкой Кашеварова с температурой  $1^{\circ}\text{C}$  вновь хорошо выражена. Максимум ( $2,0-3,3^{\circ}\text{C}$ ) приурочен к местам вторжения теплых тихоокеанских вод (район течения Сойя и проливы Курильской гряды).

Осенью (октябрь—декабрь) на горизонте 100 м повсеместно наблюдаются максимальные (для всего года) значения температуры воды (рис. 4.25 г), что является следствием осенней термической конвекции. В это время область с отрицательной температурой имеет минимальную пространственную протяженность. Положительная аномалия с температурой  $1,0-1,3^{\circ}\text{C}$  над банкой Кашеварова выражена наиболее ярко. Выделяются два очага с максимальной температурой: один расположен на входе в Тауйскую губу ( $1,5-2,0^{\circ}\text{C}$ ), второй — в южной части моря ( $5,0-5,3^{\circ}\text{C}$ ). В центральной и южной частях максимальные горизонтальные градиенты температуры воды расположены по нормали к Курильской гряде (см. рис. 4.25 г).

На горизонте 200 м в течение всего года практически отсутствуют области с отрицательной температурой воды. Исключением являются незначительные участки в вершинах глубоководных желобов в крайней северной части моря. Этот факт свидетельствует о том, что осенне-зимняя конвекция, как правило, здесь не ощущается. Еще одна особенность горизонта 200 м — незначительная внутригодовая изменчивость температуры по всей акватории. В крайней южной части моря и вблизи Курильской гряды, где отмечается максимум внутригодовых колебаний, они в течение года не превышают  $0,5-0,6^{\circ}\text{C}$ , на остальной части моря составляют  $0,2-0,3^{\circ}\text{C}$  (рис. 4.26).

Зимой (январь—март) на горизонте 200 м максимум температуры воды ( $1,5-1,7^{\circ}\text{C}$ ) наблюдается вблизи проливов Курильской гряды в связи с поступлением теплых тихоокеанских вод (рис. 4.26 в). Понижение температуры воды в локальной области с центром в точке  $52^{\circ}30'$  с. ш.,  $152^{\circ}30'$  в. д. связано с нисходящими движениями вод в антициклоническом меандре Камчатского течения. Другая локальная область с пониженной температурой  $0,4-0,5^{\circ}\text{C}$  у м. Лопатка образуется в результате опускания на свале глубин более холодных и осолоненных вод, следующих на юг вдоль побережья п-ова Камчатка. На остальной преобладающей акватории

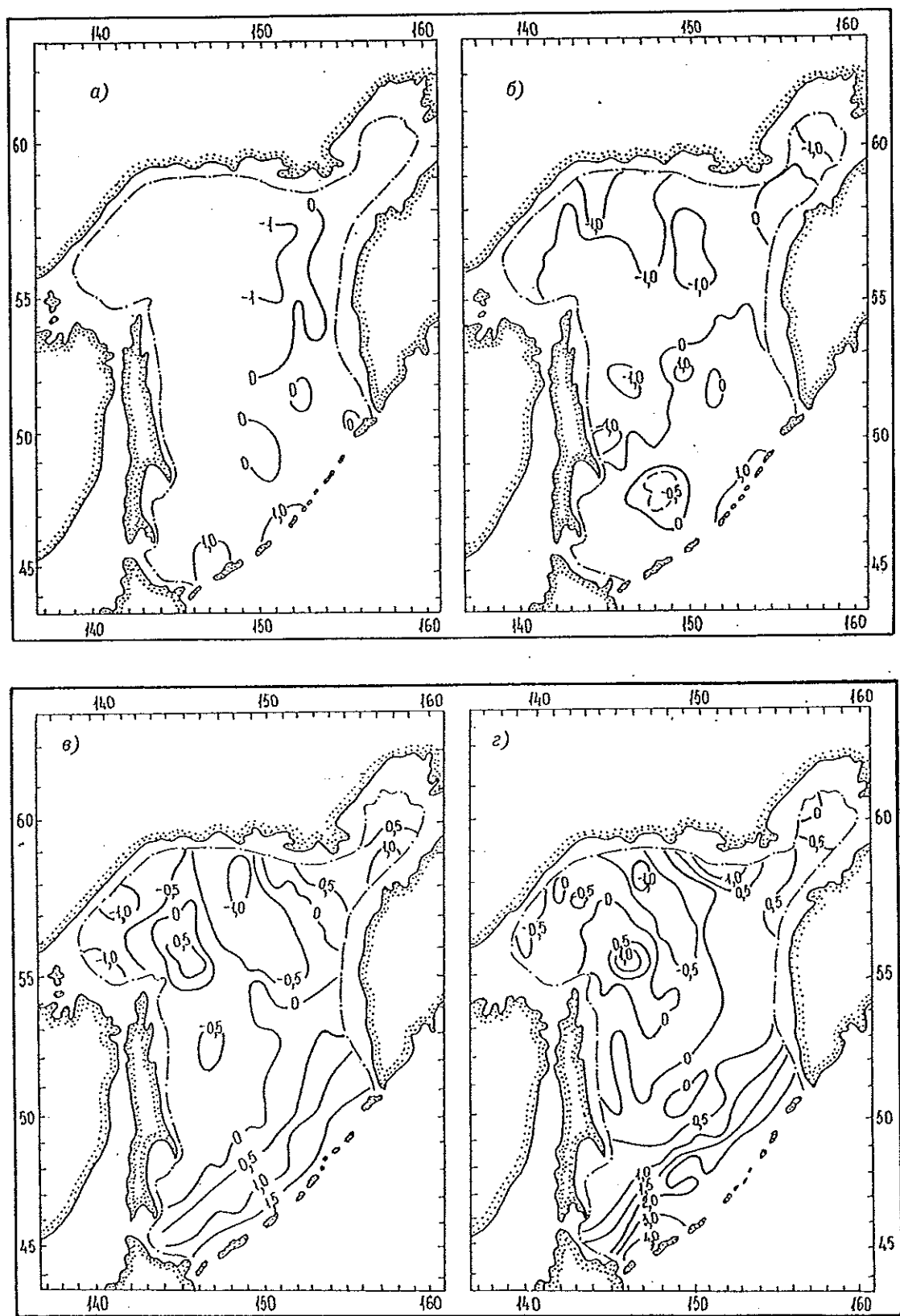


Рис. 4.25. Распределение температуры воды (°C) на горизонте 100 м в январе—марте (а), апреле—июне (б), июле—сентябре (в) и октябре—декабре (г).

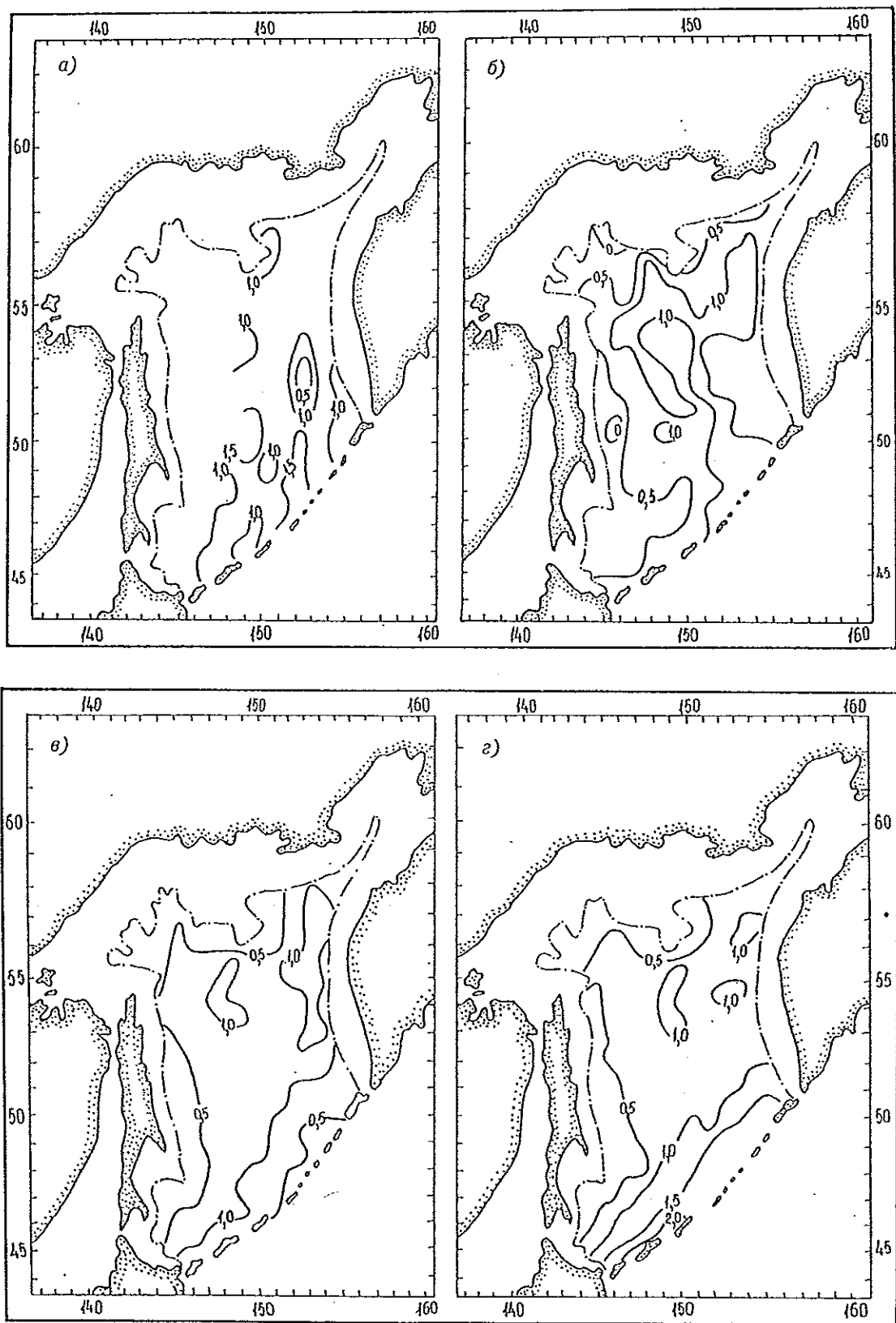


Рис. 4.26. Распределение температуры воды (°C) на горизонте 200 м в январе—марте (а), апреле—июне (б), июле—сентябре (в) и октябре—декабре (г).

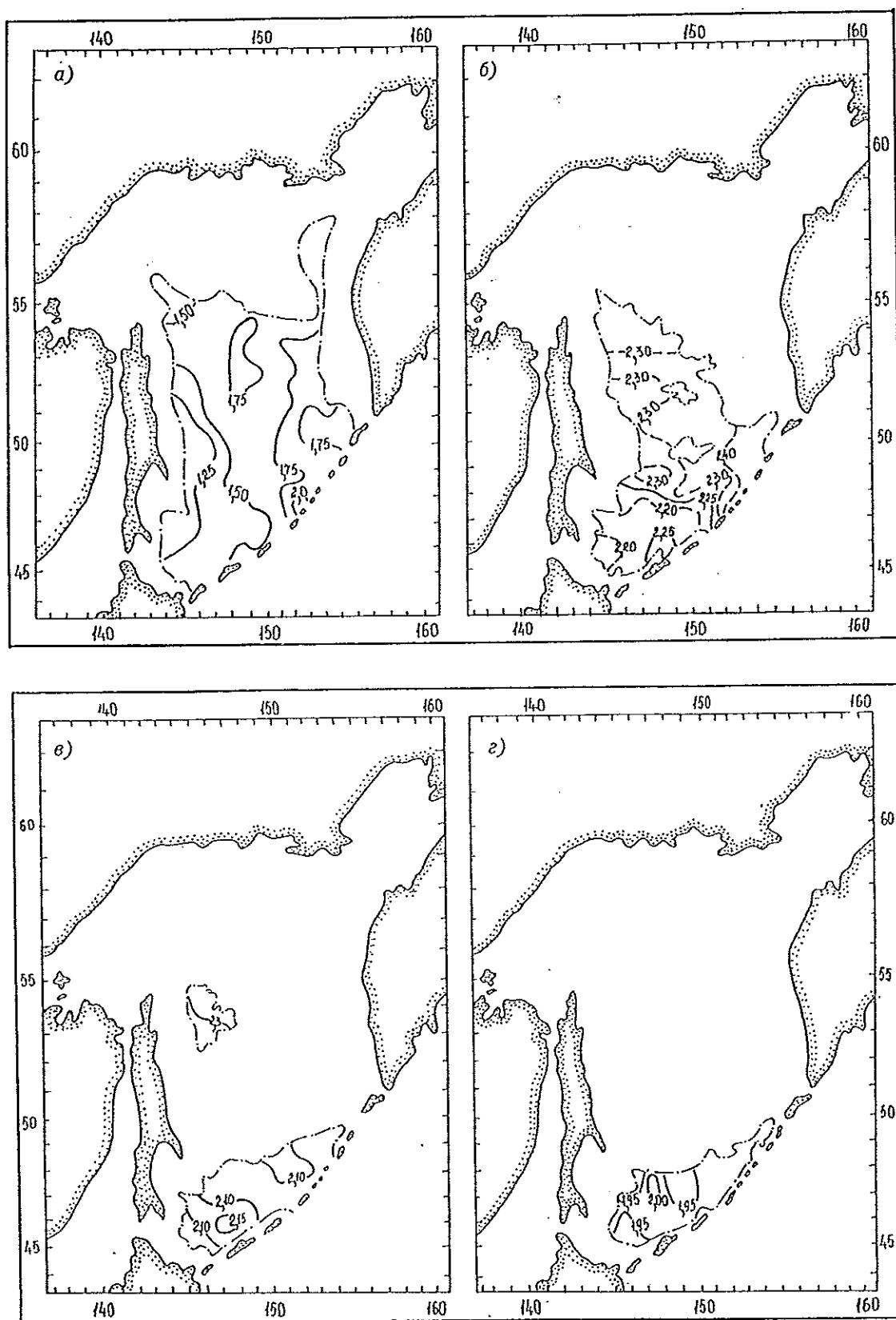


Рис. 4.27. Распределение температуры воды (°C) на горизонтах 500 (а), 1000 (б), 1500 (в) и 2000 м (г).

моря температура не выходит за пределы 0,8—1,2 °C (см. рис. 4.26 а).

В весеннее время (апрель—июнь) на горизонте 200 м повсеместно отмечается пониженная температура (рис. 4.26 б). В этот период тихоокеанские воды, поступающие в море через Курильские проливы, имеют более низкую температуру (1,0—1,3 °C), что является результатом осенне-зимнего охлаждения вод Тихого океана на акваториях, прилегающих к Охотскому морю. В глубоководных желобах северной части моря выделяются небольшие области с температурой -0,5...-1,0 °C. Их образование связано с погружением более плотных шельфовых вод в районах резких перепадов глубин. В центральной части моря поле температуры практически не отличается от зимнего состояния (см. рис. 4.26).

Летом (июль—сентябрь) на горизонте 200 м отмечается небольшое повышение температуры воды (рис. 4.26 в). Особенно это заметно в крайней южной части моря и в районе проливов Курильской гряды, где повышение составляет 0,5—0,7 °C. В центральной и северной частях моря (рис. 4.26 б и в) оно в среднем равно 0,2 °C.

Осенью (октябрь—декабрь) поле температуры на рассматриваемом горизонте в основном не отличается от летнего (рис. 4.26 в и г). Только вблизи Курильской гряды температура возрастает до 2,0—2,2 °C.

Начиная с горизонта 500 м и ниже, можно рассматривать только средние годовые поля, так как существующая информационная база не позволяет определить внутрigoдовые колебания температуры воды.

На глубине 500 м повсеместно наблюдается более высокая средняя годовая температура воды, значения которой варьируют от 1,1 до 2,1 °C. Это объясняется вертикальным смешением промежуточных вод моря с подстилающими более теплыми тихоокеанскими водами. Максимальные для всей акватории значения (до 2,1 °C) отмечаются вблизи островов средней части Курильской гряды. Наиболее прогрета (до 1,75—1,90 °C) восточная периферия моря, а у берегов о. Сахалин температура не превышает 1,10—1,25 °C (рис. 4.27 а).

Максимум температуры воды на горизонте 1000 м располагается вблизи прол. Крузенштерна (2,44 °C). По мере продвижения и трансформации тихоокеанских вод на акватории моря температура постепенно уменьшается. В вершине каньона к северо-востоку от м. Елизаветы она не превышает 2,28 °C (рис. 4.27 б). Самые низкие значения температуры (до 2,2 °C) отмечаются в южной части моря, что является следствием опускания охлажденных вышележащих вод в системе антициклонической циркуляции над южной частью Глубоководной котловины.

С дальнейшим увеличением глубины температура понижается, как уже отмечалось, глубинный максимум температуры воды в Охотском море не наблюдается ниже горизонта 1200 м. На глубине 1500 м (рис. 4.27 в) температура в южной части моря изменяется от 2,08 до 2,15 °C. Ее возрастание (до 2,25—2,30 °C) в локальном районе восточнее северной оконечности о. Сахалин, вероятно, связано с передачей тепла земной коры придонным водам.

На горизонте 2000 м (рис. 4.27 г) температура воды изменяется от 1,93 до 2,00 °C. Недостаточное количество наблюдений и неравномерное их распределение затрудняют корректное исследование

пространственных особенностей поля температур воды на больших глубинах моря.

#### 4.4. Соленость воды

Соленость вод Охотского моря находится под влиянием главным образом влагооборота между водной поверхностью и атмосферой, материкового стока в прибрежных районах, ледообразования и таяния льда, течений и процессов перемешивания различного происхождения. Сложное взаимодействие этих факторов происходит только в поверхностных слоях моря, а на глубинах в основном влияет поле течений различного происхождения с широким спектром временных масштабов.

В настоящей главе рассматриваются особенности пространственно-временной изменчивости солености вод Охотского моря.

##### 4.4.1. Вертикальное распределение

Характерные для всего моря кривые вертикального распределения солености представлены на рис. 4.28 и 4.29. Главная особенность вертикального распределения солености — повсеместное и во все периоды года (за исключением времени образования ледяного покрова) возрастание солености с глубиной. В период образования льда наблюдается незначительная инверсия солености, возникающая за счет выделений солей в процессе ледообразования.

Самый верхний динамически наиболее активный слой (деятельный) имеет хорошо развитый сезонный галоклин. Его отличительная черта — резкое возрастание солености с глубиной в теплое время года и незначительная инверсия солености в период образования ледяного покрова. За верхним простирается слой главного галоклина, нижней границей которого является горизонт резкого уменьшения вертикальных градиентов солености. Здесь соленость всегда увеличивается с глубиной, а происходящие процессы более продолжительны и менее изменчивы. В последнем, нижнем слое обменные процессы слабы, а вертикальные градиенты минимальны.

В деятельном слое наибольшая изменчивость солености (как и температуры) наблюдается у поверхности (см. рис. 4.28 и 4.29): в течение года она может составить от 0,8 до 12,5 ‰ (без учета лиманов рек). Однако с глубиной изменчивость резко уменьшается и уже на горизонте 50 м, как правило, не превышает 0,5 ‰, лишь в отдельных районах достигая 1,0—1,5 ‰. Изменчивость мало заметна глубже 100—125 м. На этих горизонтах ежемесячные кривые вертикального распределения солености отличаются не более чем на 0,3—0,5 ‰ и только в отдельных случаях (зоны трансформации вод и границы течений) разница достигает 1 ‰.

За нижнюю границу деятельного слоя, определенную в каждом квадрате по осредненным данным о солености, принят горизонт, где не наблюдается (или не может быть достоверно определена) внутрigoдовая изменчивость. Как и в случае с температурой, за нижнюю границу деятельного слоя принято начало участка, на котором крайние кривые вертикального распределения солености становятся па-

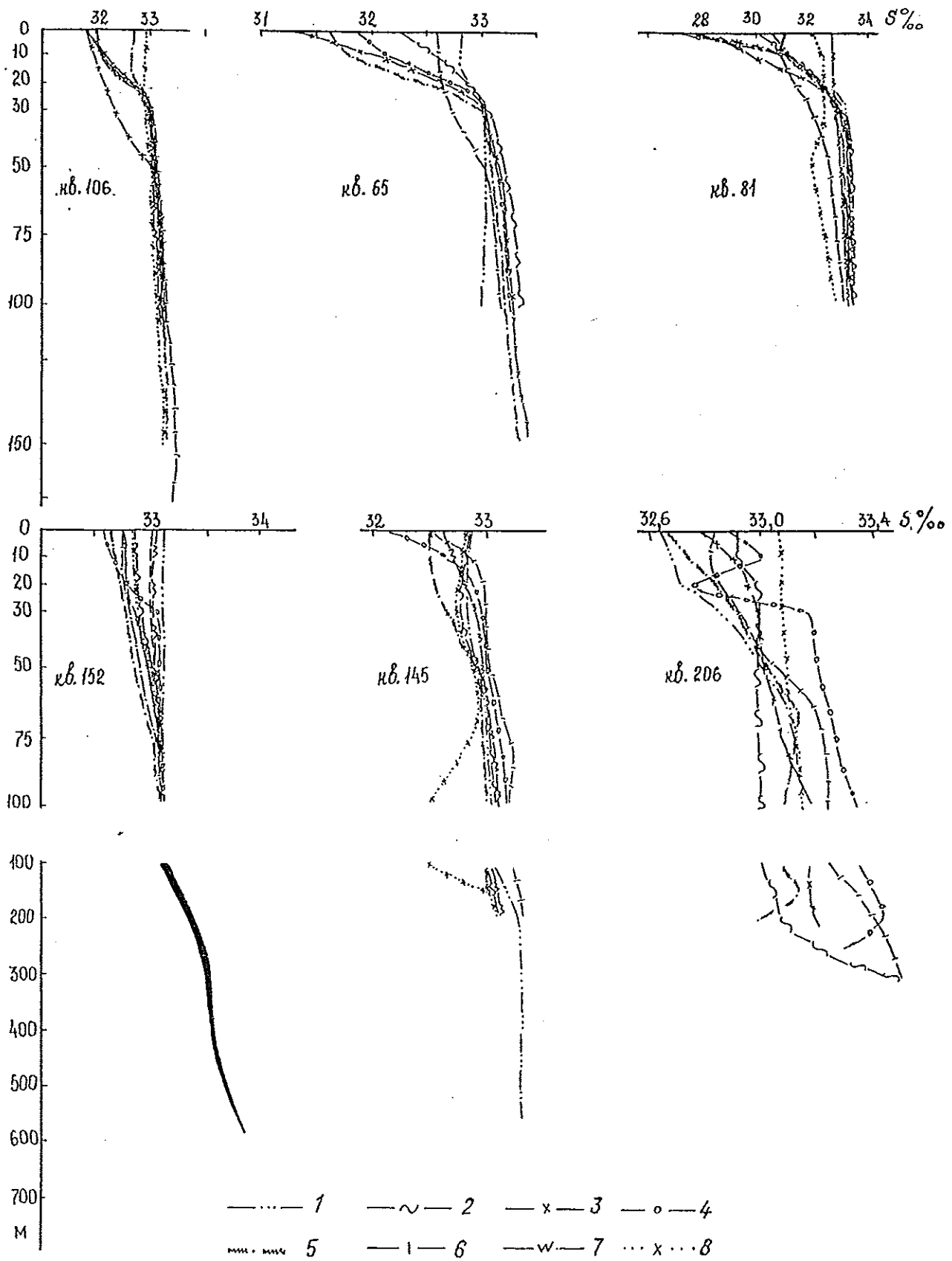


Рис. 4.28. Кривые вертикального распределения солености воды в северной части Охотского моря с мая по декабрь (соответственно кривые 1-8).

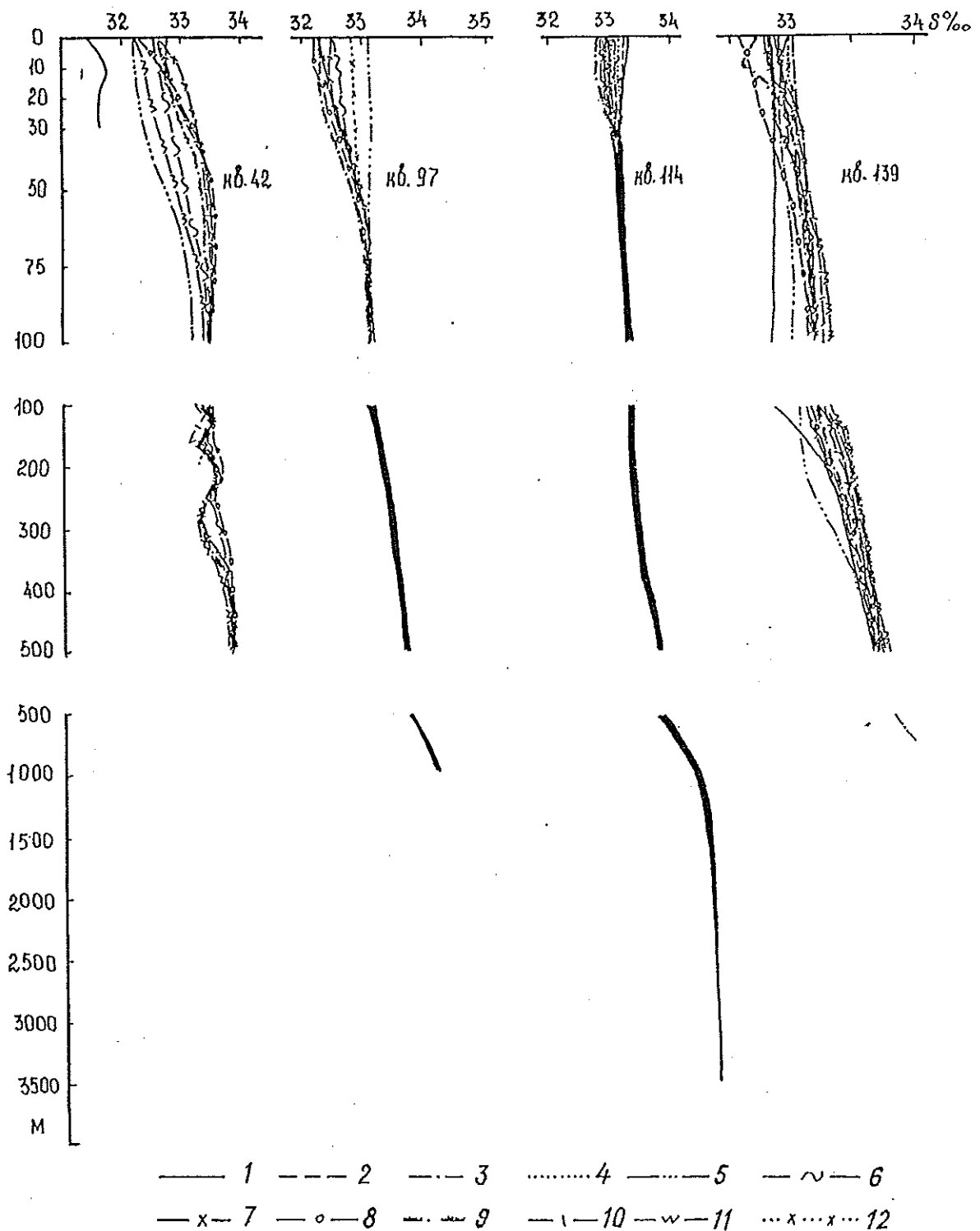


Рис. 4.29. Кривые вертикального распределения солёности воды в южной части Охотского моря с января по декабрь (соответственно кривые 1—12).

параллельными. Топография нижней границы деятельного слоя представлена на рис. 4.30 а.

Внутригодовые колебания солёности глубже горизонта 50 м не отмечаются, и только в динамически активных районах (во фронтальной зоне к югу от полуостровов Кони и Пьягина, вблизи Курильской гряды, в зоне смещения вод течения Сойя и охотоморских вод, а также в антициклонической циркуляции вод над впадиной ТИПРО) они заметны до глубины 150—200 м.

В течение года средние квадратические отклонения солёности  $\delta$  на горизонте 50 м составляют от 0,2 до 0,4 ‰, или  $\delta\delta = \pm (0,6 \dots 1,2) \%$ . Внутригодовая изменчивость средних многолетних значений солёности воды, как отмечалось выше, на горизонтах, где крайние из кривых вертикального распределения солёности воды становятся параллельными, не превышает 0,3—0,8 ‰. Поэтому, начиная с этих горизонтов, невозможно достоверно отделить средние многолетние месячные кривые друг от друга.

## 8. ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ

Для освещения ветро-волнового климата разработаны специальные статистические методы, позволяющие получить сведения о режиме ветра и волн либо путем расчета по синоптическим картам за много лет, либо путем анализа многолетних судовых наблюдений.

В рамках первого (синоптического) метода существует два основных варианта. Суть первого заключается в том, что рассматриваются все синоптические карты за промежуток времени не менее 10 лет. Расчет ветра и волн осуществляется для однородных в синоптическом отношении районов. Границы однородности районов устанавливаются путем анализа всех карт из используемого синоптического архива [18]. При расчете по второму варианту рассматриваются только наиболее сильные штормы за последние 30—40 лет. В качестве критерия шторма (порогового уровня скорости ветра для циклонов умеренных широт, которые являются основной причиной появления крупных волн на морях страны) принимается скорость ветра 10 м/с.

По второму методу получение режимных характеристик осуществляется путем обобщения визуальных наблюдений элементов волн с попутных судов [8]. В этом случае после временного и пространственного сглаживания данных наблюдений задается форма функций распределения ветра и волн и определяются параметры этих функций. По выравнен-

ным значениям параметров с использованием соответствующих номограмм находят повторяемость и обеспеченность характеристик ветра и волн.

Следует иметь в виду, что результаты расчетов, полученные любым из перечисленных методов, можно использовать только для освещения основных черт ветрового и волнового режимов моря. При определении характеристик ветра и волн для проектирования гидротехнических сооружений, средств океанотехники, а также при решении других ответственных вопросов необходимо выполнение специальных исследований. В настоящей работе режимные характеристики ветра и волн получены по данным попутных судовых наблюдений. Расчет ветро-волновых характеристик в штормах выполнен по методике ГОИНа [18].

### 8.1. Краткие сведения об истории исследования

Первое обобщение данных о ветро-волновом режиме Охотского моря было выполнено Л. Ф. Титовым в 1949 г. Относя Охотское море к числу наиболее бурных морей страны, автор аргументировал это положение интенсивной штормовой деятельностью и большим водным пространством, вытянутым

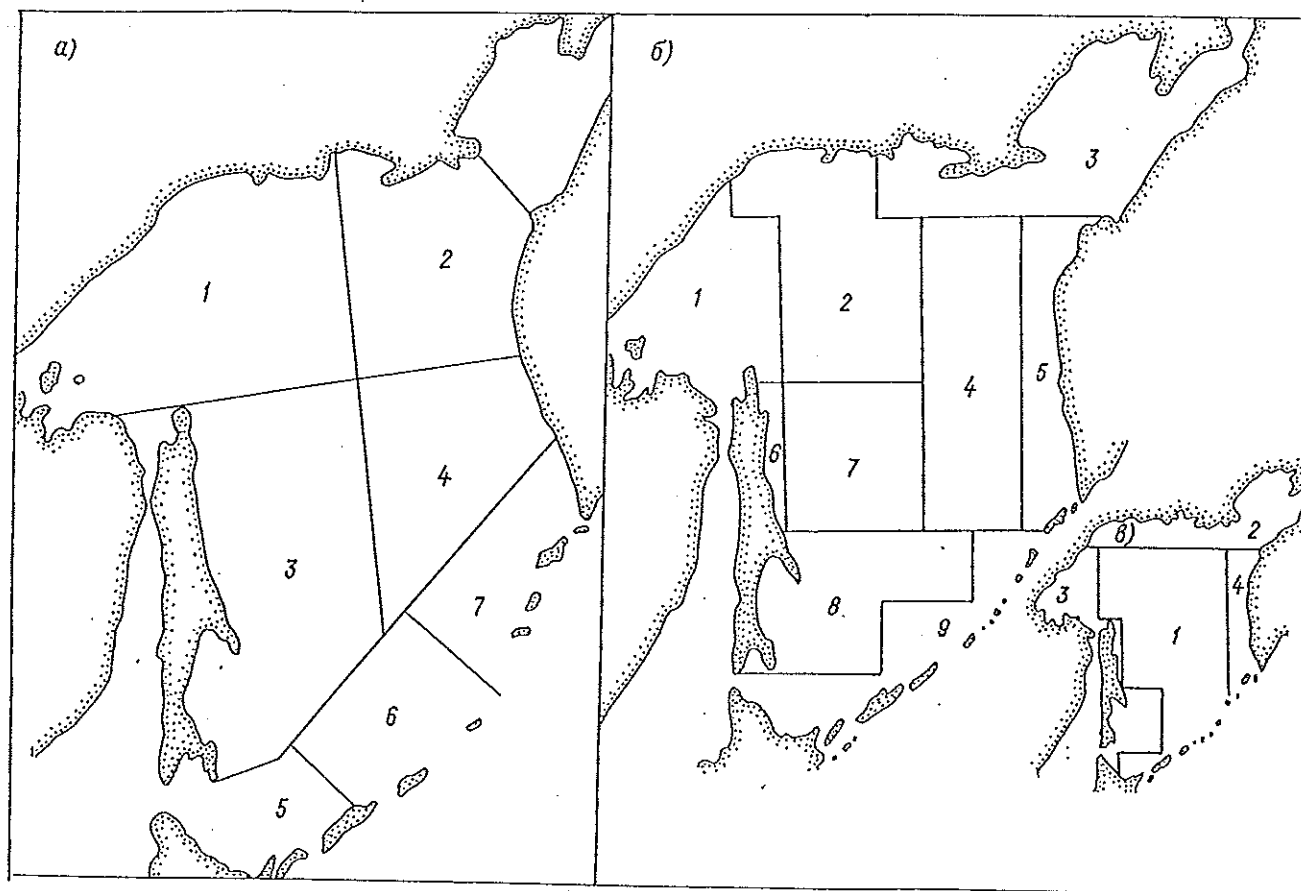


Рис. 8.1. Карты-схемы районирования Охотского моря.  
а — по атласу [2]; б — по судовым данным [9]; в — по Регистру СССР [8].

в направлении преобладающих штормовых ветров. В работе приведены сведения о среднем числе дней со скоростями ветра более 15 м/с и данные о среднем месячном и годовом давлении воздуха на побережье Охотского моря. С учетом характеристик воздушных масс и барического рельефа Охотское море разбито на 5 районов, отличающихся синоптическими процессами. Однако в работе подчеркивается условность такой типизации за недостаточностью материалов наблюдений. По волновым условиям выделено 10 типовых районов, для которых по данным судовых наблюдений построены розы повторяемости волнения для сезонов года.

Позже силами Сахалинского и Камчатского УГМС составлен „Атлас волнения и ветра Охотского моря” [2], в основу которого положены результаты анализа синоптических карт, составленных за январь 1952 — январь 1962 гг. (4 карты в сутки — всего около 15 тыс. карт). Типизация атмосферных процессов производилась путем группировки сходных синоптических ситуаций по признаку „направление—скорость ветрового потока”. Было выделено 9 типовых синоптических ситуаций. Внутри каждого типа сделана разбивка на подтипы, соответствующие градациям скорости ветра: 5—10, 11—15, 16—20 и 21—25 м/с. Для каждой ситуации рассчитаны поля ветра и волн. По принципу однородности названных полей проведено районирование моря, выделено 7 типовых районов (рис. 8.1 а).

В 1965 г. были получены более подробные сведения о ветро-волновых характеристиках Охотского моря на основе анализа судовых наблюдений [9]. Отмечено, что в открытой части моря высота волн (3 %-ной обеспеченности) может достигать 13 м. Летом преобладает волнение с высотой волн 2 м. Но и в летний период при прохождении циклонов на юге Охотского моря могут возникать штормовые волны высотой до 11 м, а в остальных районах — до 8—9 м. Периоды ветровых волн, наблюдавшихся в Охотском море, преимущественно менее 9 с. По режиму ветра и волнения было выделено 4 района, для которых приведены сезонные значения повторяемости и обеспеченности высот и периодов волн и скоростей ветра. Позже [8] было установлено, что в открытой части волны могут достигать максимальной высоты 18 м, а в летнее время преобладают волны высотой до 3 м, но при прохождении глубоких циклонов могут возникать штормовые волны высотой 14—15 м.

В 1975 г. Л. Н. Иконниковой для четырех районов Охотоморского шельфа о. Сахалин получены данные о скорости ветра и элементах волн, возможных 1 раз в заданное число лет (1, 5, 10, 25, 50 и 100 лет).

В 1979 г. была закончена работа по составлению атласов типовых полей ветра Охотского моря [4, 5]. В их основу положены данные по систематизации и статистическому обобщению 10-летнего архива синоптических карт за период 1966—1975 гг. На основании этих атласов в 1984 г. группой сотрудников ДВНИГМИ, Камчатского и Колымского УГМС были получены характеристики волнения и ветра для всей шельфовой зоны Охотского моря. При этом было выделено 12 районов, однородных по ветро-волновым условиям (рис. 8.2).

В 1980 г. выпущен атлас [3], в котором помещены карты повторяемости опасного и особо опасного волнения для всех месяцев года.

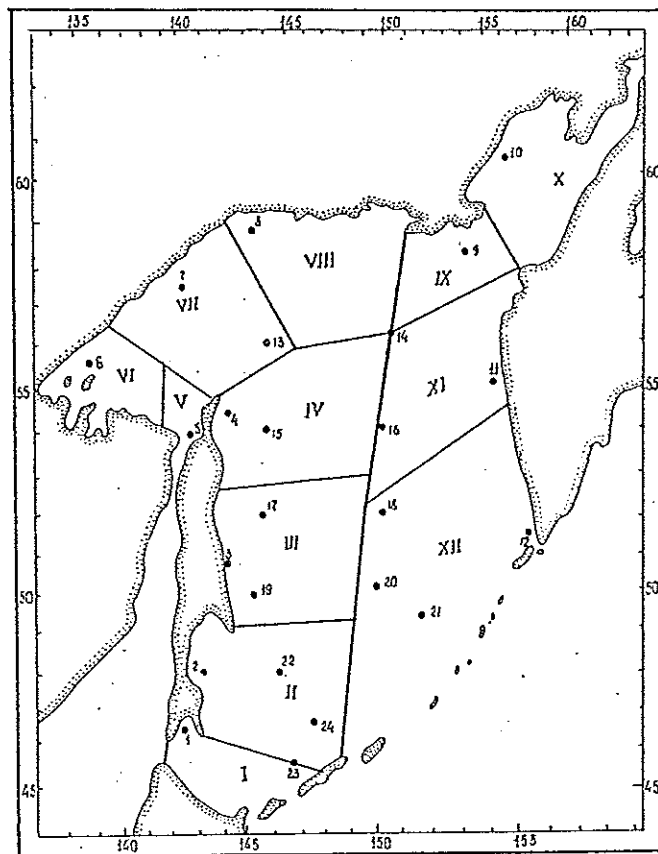


Рис. 8.2. Карта-схема районирования Охотского моря по типовым полям ветра и волн.

Римские цифры — номера районов; арабские — номера расчетных точек.

Из приведенного краткого обзора видно, что в разные годы по различным методикам и с различной полнотой освещались ветро-волновые условия в Охотском море. Каждое исследование проводилось для решения конкретных задач с использованием различных материалов наблюдений. В результате этого каждый исследователь приводит свою схему районирования моря. В данной работе обобщены эти исследования и приведены новые сведения о режиме и экстремальных значениях ветро-волновых характеристик Охотского моря.

## 8.2. Общая характеристика ветро-волнового режима Охотского моря

Среди морей нашей страны Охотское море занимает четвертое место по бурности [17]. Факторами, определяющими степень бурности того или иного моря, являются следующие:

- 1) степень расчлененности данного моря на отдельные бассейны; большая расчлененность препятствует росту и распространению волн;
- 2) возможность проникновения в данное море волн из соседних, граничащих с ним морей или океана;
- 3) развитие на море ледяного покрова;
- 4) интенсивность, устойчивость и направление штормовых ветров, что непосредственно связано с характером циклонической деятельности над морем.

Зимой ветровое волнение и зыбь в Охотском море преимущественно распространяются от северной половины горизонта, а летом — от южных румбов, что создает благоприятные условия для развития волнения в силу вытянутости моря в направлении преобладающих штормовых ветров. Влияние ледовых условий сказывается в основном с декабря по апрель, когда рост ледовитости ведет к уменьшению разгонов и ограничению роста волн. За последние 30 лет (1956—1985 гг.) максимального развития ледовитость достигала зимой 1966-67 г., когда 97 % всей акватории было покрыто льдом. Минимальное ее развитие отмечалось зимой 1984-85 г. и составило 57 %. Нарастание льда начинается в декабре и достигает максимума во второй декаде марта. В шельфовой зоне влияние ледовитости на развитие ветрового волнения сказывается с ноября по май, а в отдельных случаях прослеживается даже в июне. Ветро-волновой режим бухт и заливов значительно отличается от режима глубоководной акватории, но общие черты волнового режима, зависящие от атмосферной циркуляции, сохраняются.

### 8.2.1. Характер атмосферной циркуляции

Над Охотским морем атмосферные процессы имеют хорошо выраженный сезонный ход, обусловленный контрастами в нагревании и охлаждении материка и океана. Это приводит к сменяющему друг друга образованию областей высокого и низкого давления, что в свою очередь вызывает смену воздушных масс, придающих атмосферной циркуляции резко выраженный муссонный характер. В декабре, когда термический контраст между Азиатским материком и дальневосточными морями наибольший, преобладает циклоническая циркуляция. Следствием этого воздействия являются ураганные ветры преимущественно северных румбов. В это же время идет быстрое нарастание льда, что ограничивает рост волн. Поэтому можно предположить, что максимальные волны могут развиваться скорее в

ноябре, чем в декабре. Циклоническая деятельность способствует развитию больших ветровых волн. Для Охотского моря в холодное полугодие с циклонической циркуляцией приходится в среднем 68 %, в ноябре — 75—80 %, а в декабре 80—85 %. Отмечены случаи, когда циклоническая деятельность наблюдалась непрерывно в течение 14 сут, а в иные месяцы штормило до 28 сут. В такие длительные периоды циклонической циркуляции связано с тем, что многие из выходящих на Охотское море циклонов превращаются здесь в обширные малоподвижные депрессии, в которые вливаются новые циклоны. Штормы следуют один за другим. Море не успевает успокоиться и в каждом последующем шторме создаются новые условия для формирования поля волн.

Известны сравнительные соотношения между характеристиками поля волн и стадией вития циклона для Тихого океана, Охотского Японского морей. Наибольшие высоты волн и скорости ветра соответствуют стадиям окклюдирующего или окклюдированного циклона, когда скорость ветра превышает 20—25 м/с, а продолжительность данной синоптической ситуации — 2 сут. Предполагается, что при этом возможно развитие поля в Тихом океане со средними высотами до 10 м; в Охотском море высоты ниже на 15—40 %. В дни заполняющегося циклона, когда циклоническая циркуляция разрушается у поверхности и сохраняется на высотах, приземный ветер закручивается и в зоне вихря наблюдаются преимущественно волны зыби.

Закономерности циклонической деятельности над Охотским морем проявляются в ее сезонной изменчивости и изменении путей перемещения циклонов (рис. 8.3).

В атмосферной циркуляции над Охотским морем выделяются два сезона: первый (холодный) длится с октября по март, когда усиливаются процессы циклогенеза, достигая максимума в декабре; второй — с апреля по сентябрь, когда усили-

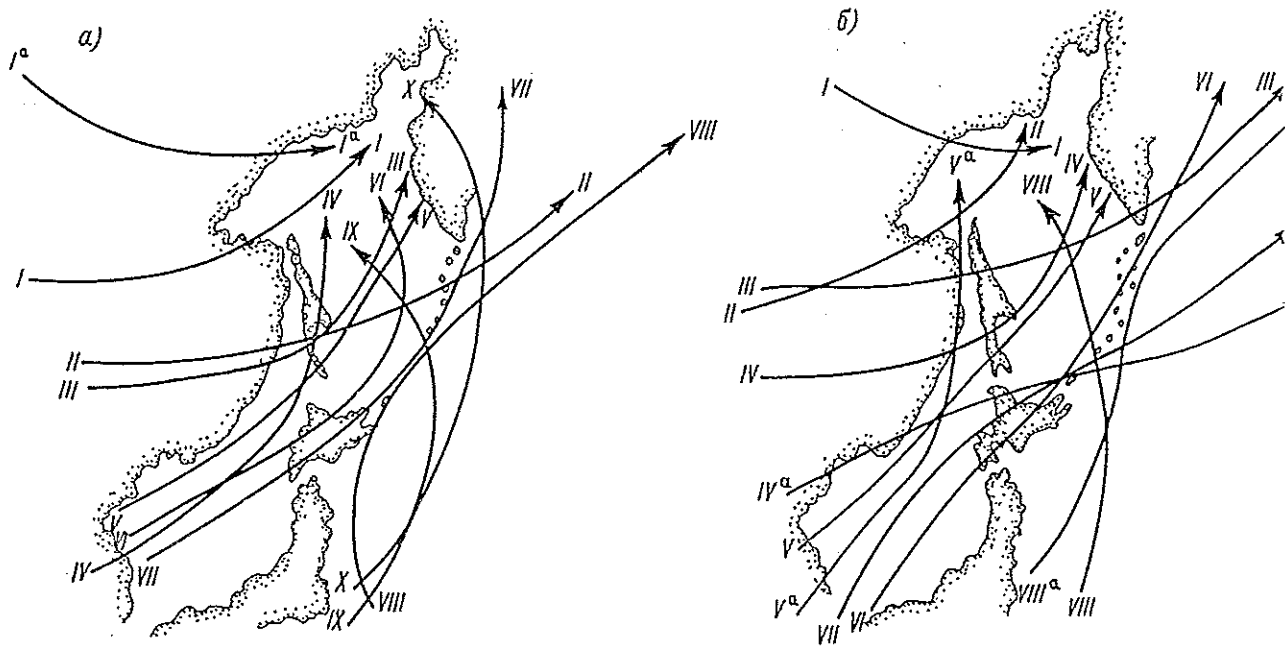


Рис. 8.3. Типовые траектории циклонов, выходящих на Охотское море в теплое (а) и холодное (б) полугодие.

антициклоническая циркуляция с максимумом в июне—июле. Поскольку штормовая активность определяется преимущественно циклонической деятельностью, следует привести некоторые количественные показатели этого процесса.

### 8.2.2. Штормовая активность в Охотском море

При обработке синоптических карт за 10 лет (1955—1964 гг.) штормовым считался циклон, если он давал хотя бы в один срок в любом районе моря шторм 8 баллов и более, в переходные месяцы — циклоны со штормами не менее 7 баллов.

Как в холодное, так и в теплое полугодие отмечается большой удельный вес штормовых циклонов, выходящих на Охотское море по морским траекториям (в холодное полугодие с вероятностью 90—100 %).

Циклоны, выходящие по континентальным траекториям, не всегда приводят к штормовым ситуациям на Охотском море.

В теплое полугодие также наиболее штормовыми являются циклоны, выходящие по морским траекториям. В начале и конце полугодия удельный вес штормовых циклонов в общей повторяемости всех циклонов, выходящих на Охотское море, повышается. Местные циклоны в теплое полугодие представляют собой слабо развитые барические образования, продолжительность существования которых невелика. Вероятность шторма для местных циклонов в среднем составляет 20 %.

Как в холодное, так и в теплое время года чаще всего наблюдаются штормы продолжительностью до одних суток. Максимум повторяемости этой градации приходится на июнь и июль и составляет соответственно 76 и 67 % всех штормов на Охотском море. Наименьшую повторяемость эта градация имеет в марте и январе и составляет соответственно 38 и 43 %. В холодное полугодие и в переходные месяцы значительная часть циклонов вызывает штормы продолжительностью от 1,5 до 2 сут. Максимум повторяемости этой градации приходится на январь (41 %), а также на март и октябрь (38 %). Повторяемость штормов продолжительностью от 2,5 до 3 сут значительно меньше. Штормы продолжительностью от 3 до 4 сут в период с мая по август почти отсутствуют, и в период с сентября по апрель их повторяемость составляет от 3 до 10 % с максимумом в декабре (10 %). Штормы продолжительностью более 4 сут в течение года в основном отмечаются в декабре и январе, их повторяемость составляет от 3 до 10 % с максимумом в декабре (10 %).

В целом средняя продолжительность шторма возрастает от лета к зиме и максимальных значений достигает в декабре (1,8 сут); в июне она минимальна и составляет 1 сут.

Средняя продолжительность штормов в теплое полугодие колеблется от 0,8 до 2 сут, наименьшая она у местных и штормовых циклонов, идущих по континентальным траекториям (соответственно 1,1 и 1,2 сут). Наибольшая средняя продолжительность наблюдается у штормовых циклонов, выходящих по морским траекториям через Японское море.

Кроме сезонной изменчивости, циклоническая деятельность подвержена сложным межгодовым изменениям. Согласно данным, приведенным в [7], средняя многолетняя повторяемость скоростей ветра более 16 м/с для Охотского моря составляет

15 %, но в отдельные годы значения эти колеблются от 0 до 30 %. Скорость ветра 1 раз в 30 лет достигает 38—50 м/с, а 1 раз в 50 лет — 41—55 м/с.

В работе [7] приведена оценка климатического тренда, полученная на основе вычисления скользящих пятилетних средних параметров, характеризующих штормовую активность. Оценка произведена по числу суток со скоростью ветра более 11 м/с. В этой работе более корректно выполнена оценка штормовой деятельности моря, тогда как другие работы в основном содержат сведения о числе дней или срока прохождения циклонов без их количественной оценки.

Из табл. 8.1, заимствованной из [7], видно, что существуют промежутки повышенной и пониженной штормовой активности длительностью от 4 до 11 лет.

Таблица 8.1

Цикличность, выявленная по реализации штормовой активности (ША) Охотского моря с пятилетним скользящим усреднением

Период повышенной ША, годы	Длительность, сут	Период пониженной ША, годы	Длительность, сут	Цикл ША, сут
1910—1920	11	1921—1931	11	22
1932—1942	11	1943—1946	4	15
1947—1957	11	1958—1967	10	21
1968—1977	10	—	—	—

В настоящей работе, исходя из анализа синоптических бюллетеней (1 карта в сутки, за 3 ч МСК) по архиву карт за 30 лет (1951—1960 гг.), приняты следующие критерии для оценки штормовой активности. Все море разделено условно на пять частей: южную, северную, восточную, западную и центральную. В расчет принимались скорости ветра более 15 м/с, если они отмечались на площади не менее половины района. Целью данного исследования было выявить, насколько синхронно проходят процессы циклогенеза в разных частях моря с учетом межгодовой и внутрисезонной изменчивости, а также оценить штормовую активность в период базисного десятилетия (1966—1975 гг.).

Как видно из табл. 8.2, наиболее штормовыми являются южный и центральный районы моря, где число штормов за год равно 26 и 24 соответственно. Для всего моря эта цифра в среднем составляет 47.

Таблица 8.2

Статистические характеристики штормов за год

Характеристика	Район моря					Все море
	северный	южный	восточный	западный	центральный	
$P$ %	6	8	6	4	7	13
$\bar{N}$ сут	20	26	19	13	24	47
$\sigma$ сут	8	11	8	7	11	11
$v$ %	40	45	43	54	46	23

Примечание.  $P$  — повторяемость, % числа всех сроков за год;  $\bar{N}$  — средняя продолжительность;  $\sigma$  — среднее квадратическое отклонение продолжительности;  $v$  — коэффициент вариации.

Менее штормовым является район, прилегающий к о. Сахалин, но здесь процессы подвержены наибольшей межгодовой изменчивости, особенно зимой и весной. Межгодовая изменчивость штормовой активности для всего моря меняется от 4 до 20 %, составляя в среднем 13 %. Как видно из табл. 8.3, штормовая активность разных участков моря обладает специфическими особенностями. Хотя во всех частях моря наиболее развиты зимние процессы и почти половина всех штормов приходится на этот сезон, во время весенней и осенней перестройки барического поля имеются существенные различия в штормовой активности в разных частях моря.

В восточной части моря, прилегающей к п-ову Камчатка, штормовая активность весной и осенью проявляется с одинаковой интенсивностью. В северной, западной и центральной частях моря явный перевес имеет штормовая активность осенью. Особенно резко это проявляется в северной части моря, где штормовая активность осенью и весной составляет 30 и 20 % соответственно. Это соотношение имеет большое значение в развитии процессов ветрового волнения в Охотском море.

Межгодовая изменчивость штормовой активности тоже имеет свои характерные особенности в разных районах моря, как видно из табл. 8.4.

Таким образом, исследуемое десятилетие (1966—1975 гг.) является в основном периодом повышенной штормовой активности, хотя в южном и западном районах этот цикл несколько сдвинут. Конечно, полученные характеристики являются лишь ориентировочными, хотя они неплохо согласуются с данными работы [7] для всего моря.

Что касается межгодовой изменчивости штормовой активности, то более строго можно говорить о чередовании лет с повышенной и пониженной штормовой деятельностью, чем о циклах. Для вы-

явления циклов необходимо провести спектральный анализ временных рядов, но по 30-летнему ряду нельзя выявить периодичность более 3 лет. Однако, как видно из табл. 8.1, эти циклы могут быть значительной большей продолжительности.

Приведенные в табл. 8.4 характеристики дают представление о том, насколько сложно протекают синоптические процессы над Охотским морем. Проматриваются и некоторые закономерности. Наибольшая продолжительность штормовой активности наблюдалась в центральной части — 16 лет. В южной части моря период штормовой активности был минимальным — 9 лет (1970—1978 гг.).

Наибольшей инерционностью обладают штормовые процессы в восточной и центральной частях моря, где периоды повышенной и пониженной активности штормовых процессов наиболее продолжительны и составляют 11 и 16 лет, в то время как на юге они менее инерционны и период их около 9 лет. В среднем для Охотского моря характерны периоды штормовой активности продолжительностью 8, 11 и 16 лет.

Как видно из табл. 8.3, основные закономерности межгодовой изменчивости штормовой активности зимой сохраняются, а весной и осенью имеются отклонения. Для всего моря заметно снижение штормовой активности летом.

Таким образом, в сезонном ходе выявлены следующие основные особенности циклогенеза для Охотского моря:

- 1) с октября по март над Охотским морем преобладает циклоническая деятельность, достигающая своего максимума в декабре, иногда в январе;
- 2) с апреля по сентябрь усиливается антициклоническая циркуляция, достигающая максимума в июне—июле;
- 3) почти половина циклонов выходит на Охотское море в декабре—феврале;

Таблица 8.3

Статистические характеристики штормов по сезонам

Район моря	Зима				Весна				Лето				Осень			
	P %	$\bar{N}$	$\sigma$	v %	P %	$\bar{N}$	$\sigma$	v %	P %	$\bar{N}$	$\sigma$	v %	P %	$\bar{N}$	$\sigma$	v %
Северный	49	10	5	50	20	4	2	50	1	—	—	—	30	6	3	50
Южный	47	2	6	50	27	7	3	43	2	—	—	—	24	6	5	83
Восточный	49	9	4	44	24	5	3	60	2	—	—	—	24	5	3	60
Центральный	45	10	7	70	25	6	3	50	2	—	—	—	28	7	4	57
Западный	42	6	4	67	26	3	2	67	2	—	—	—	30	4	2	50
Все море	45	21	6	29	26	12	3	25	2	—	—	—	27	14	4	28

Примечание. P — повторяемость, % годовой суммы штормов; остальные обозначения см. в табл. 8.2.

Таблица 8.4

Цикличность, выявляемая по реализации штормовой активности (ША) с пятилетним скользящим осреднением в различных частях моря

Район моря	Период повышенной ША		Период пониженной ША		Близкая к норме ША	
	годы	длительность, сут	годы	длительность, сут	годы	длительность, сут
Восточный	1968—1978	11	1952—1967	16	—	—
Западный	1969—1979	11	1952—1968	17	—	—
Южный	1970—1978	9	1952—1960	9	1961—1969	9
Северный	1966—1976	11	1952—1959	8	1960—1965	6
Центральный	1963—1978	16	1952—1962	11	—	—
Все море	1967—1977	11	1952—1959	8	1960—1966	7

4) наиболее активными в штормовом отношении являются центральная и южная части моря с преобладанием особо сильных ветров в южной части моря ( $V \geq 40$  м/с);

5) в северо-западной и центральной частях моря осенние формы циклогенеза преобладают над весенними, тогда как в южной части более бурно барическое поле перестраивается весной. В восточной части процессы уравновешены;

6) наиболее продолжительный период штормовой активности за 1951—1980 гг. характерен для центральной части моря (16 лет), а минимальный — для южной (9 лет);

7) максимальная продолжительность пониженной штормовой активности (16—17 лет) характерна для восточной и западной частей моря;

8) наибольшей равномерностью отличаются процессы на юге моря. Здесь периоды повышенной, пониженной и умеренной активности имеют продолжительность около 9 лет;

9) для всего моря характерна наиболее бурная штормовая активность в 1967—1977 гг. (с небольшими отклонениями для разных районов).

### 8.2.3. Длительность штормов и „окон погоды” в юго-западной части моря

Одним из индикаторов синоптической изменчивости ветра и волнения являются статистические характеристики продолжительности ветра и волнения выше или ниже некоторого фиксированного значения. Эти характеристики называются длительностью штормов и „окон погоды”. Они существенно дополняют традиционные режимные распределения, в которых содержится только суммарная вероятность пребывания события (ветер или волна) выше фиксированного уровня. Ниже приводятся результаты расчетов штормов и „окон погоды” ветра по данным прибрежных ГМС на о. Сахалин, а волнения по вероятностной модели с параметрами, определяемыми по данным судовых наблюдений.

Метод анализа векторных случайных процессов, разработанный в ЛО ГОИНе [23], позволяет также обосновать временные границы принятых климатических сезонов по результатам обработки векторных рядов скоростей ветра. С этой целью использованы наблюдения двух мысовых ГМС, характеризующие режим ветра для западной части Охотского моря. Расчеты выполнены по 4-срочным наблюдениям на ГМС Мыс Елизаветы за 1936—1980 гг. и на ГМС Мыс Терпения за 1950—1981 гг. Одним из информативных параметров является инвариант  $J_1$ , который характеризует дисперсию скорости ветра как векторного процесса [16, 23], а также вектор средней скорости  $m_V$  и параметр устойчивости  $r = J_1^{1/2} m_V$ . На рис. 8.4 представлен годовой ход значений  $J_1$ ,  $m_V$  и  $r$  для станций Мыс Терпения и Мыс Елизаветы. Видно, что несмотря на некоторые различия в ходе инвариантов, для всех станций имеются принципиально общие черты, позволяющие обосновать разделение рядов на климатические сезоны.

Совместный анализ годового хода трех параметров ветра дает возможность, даже не прибегая к методам автоматической классификации, обосновать временные границы сезонов. В январе, феврале, марте, ноябре и декабре имеются общие закономер-

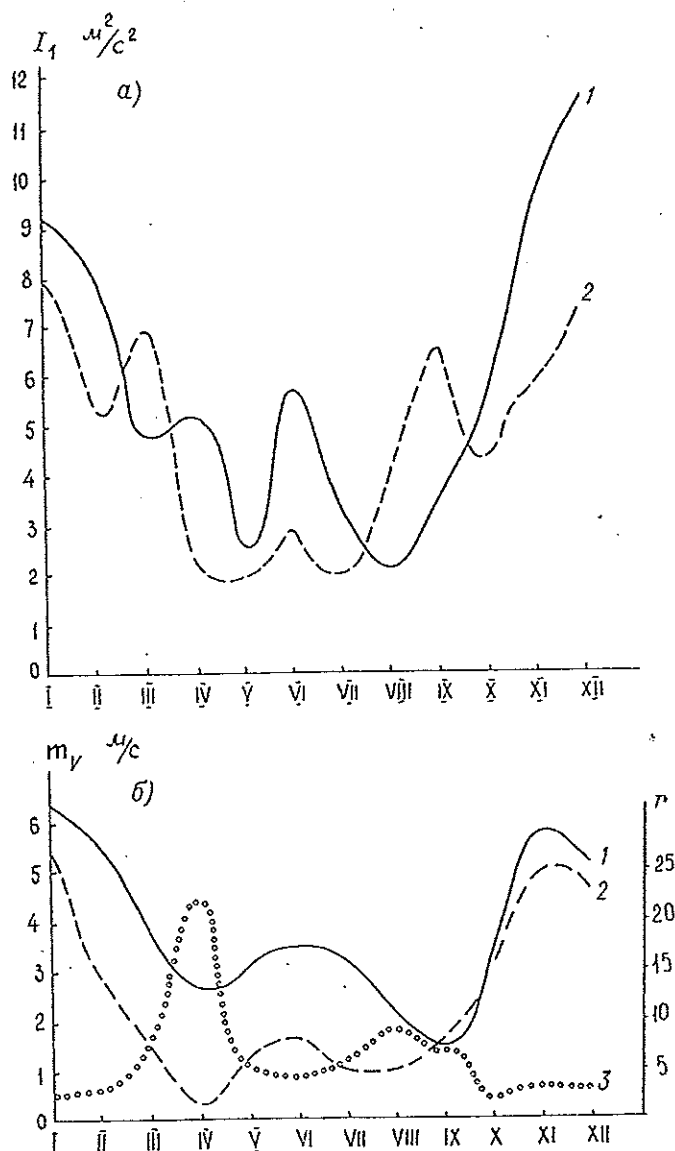


Рис. 8.4. Годовой ход значения инварианта  $J_1$  (а), вектора средней скорости ветра  $m_V$  (б) (кривые 1 и 2) и его устойчивости  $r$  (б, кривая 3).  
1 — ст. Мыс Терпения; 2 — ст. Мыс Елизаветы.

ности в поведении трех параметров. Дисперсия  $J_1$ , средняя скорость ветра  $m_V$  имеют большие значения при устойчивости  $r = 0,6...1,0$ , что позволяет объединить эти месяцы в один сезон — зимний. С апреля по июль наблюдается постепенное уменьшение значений  $m_V$ ,  $J_1$ , в связи с чем можно отнести эти месяцы к одному сезону. В июле—августе значение вектора скорости ветра  $m_V$  уменьшается, также уменьшается устойчивость ветра, при этом отмечается общий для двух ГМС рост дисперсии ветра. По временной зависимости параметров ветра эти месяцы следует отнести к летнему сезону. Октябрь отличается от остальных месяцев самыми устойчивыми ветрами, большими, чем летом и весной значениями  $m_V$ , что позволяет отнести этот месяц к осени поскольку устойчивые ветры с большими скоростями ( $m_V = 2,2...3,4$  м/с) и малой дисперсией  $J_1$  при водят к увеличению интенсивности волнения.

Средняя длительность штормов  $\bar{t}_S$ , среднее квадратическое отклонение  $\sigma_{t_S}$ , максимальная непрерывная длительность штормов  $t_{max_S}$  (4-срочные наблюдения) при различной скорости ветра  $V$

Сезон	$\bar{t}_S$ ч	$\sigma_{t_S}$ ч	$t_{max_S}$ ч	$\bar{t}_S$ ч	$\sigma_{t_S}$ ч	$t_{max_S}$ ч	$\bar{t}_S$ ч	$\sigma_{t_S}$ ч	$t_{max_S}$ ч
Мыс Елизаветы, $V \geq 10$ м/с									
Зима	20,0	22,4	228	Чайво, $V \geq 10$ м/с					
Весна	14,9	13,8	114	15,2	13,2	174	Новиково, $V \geq 10$ м/с		
Лето	11,0	8,3	60	11,4	11,4	120	14,4	12,2	69
Осень	17,4	16,6	96	10,1	6,4	48	12,9	10,9	57
$V \geq 15$ м/с									
Зима	18,9	19,4	186	13,2	13,2	84	$V \geq 15$ м/с		
Весна	12,7	8,8	72	9,9	7,2	36	13,8	10,9	54
Лето	10,3	8,4	36	7,3	6,2	24	12,9	9,0	42
Осень	13,2	9,2	36	12,3	9,0	48	9,1	7,0	30
$V \geq 20$ м/с									
Зима	16,9	17,1	66	9,9	7,7	36	$V \geq 20$ м/с		
Весна	9,6	4,6	24	7,8	4,0	12	10,1	5,7	30
Лето	6,8	3,3	14	6,0	3,0	6	8,9	5,5	18
Осень	14,4	9,6	28	8,7	4,9	24	6,7	2,1	12
							9,0	3,4	18

Для четырех сезонов по данным береговых ГМС, расположенных на о. Сахалин, рассчитаны значения средней непрерывной продолжительности ветра со скоростями  $V$  больше 10, 15, 20 м/с, среднее квадратическое отклонение  $\sigma_{t_S}$ , максимальная непрерывная продолжительность штормовых ветров  $t_{max_S}$ . Длина рядов составляет: для ГМС Чайво — 30 лет; ГМС Мыс Терпения — 30 лет; ГМС Мыс Елизаветы — 45 лет; ГМС Новиково — 25 лет. Результаты расчетов представлены в табл. 8.5 и на рис. 8.5.

Средняя длительность „окон погоды” со скоростями ветра ниже 10, 15 и 20 м/с, среднее квадратическое отклонение для четырех сезонов, рассчитанные по данным ГМС Чайво и Новиково, представлены в табл. 8.6.

Таблицы

Средняя длительность „окон погоды”  $\bar{t}_C$ , среднее квадратическое отклонение  $\sigma_{t_C}$  (4-срочные наблюдения) при различной скорости ветра  $V$

Сезон	$\bar{t}_C$ сут	$\sigma_{t_C}$ сут	$\bar{t}_C$ сут	$\sigma_{t_C}$ сут
Чайво, $V \leq 10$ м/с				
Зима	4,5	8,2	Новиково, $V \leq 10$ м/с	
Весна	4,9	9,3	3,8	5,0
Лето	8,7	12,4	6,1	7,3
Осень	4,3	6,5	9,4	12,7
$V \leq 15$ м/с				
Зима	26,0	30,7	8,6	10,9
Весна	29,0	43,8	13,0	12,7
Лето	57,0	59,3	22,5	24,2
Осень	21,2	24,5	13,0	13,0
$V \leq 20$ м/с				
Зима	129,7	165,0	34,5	47,7
Весна	161,2	242,3	73,0	47,7
Лето	263,5	342,3	10,2	49,0
Осень	128,0	216,5	61,5	56,0

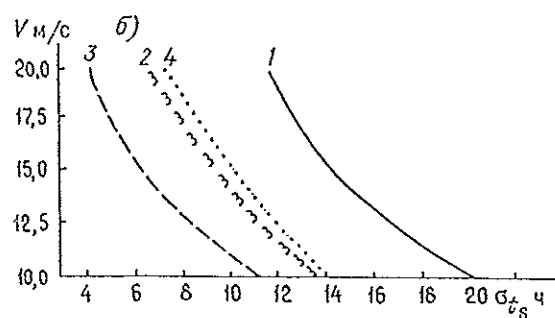
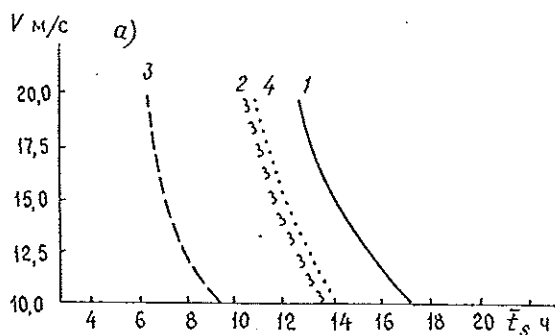


Рис. 8.5. Средняя длительность штормов  $\bar{t}_S$  (а) и среднее квадратическое отклонение длительности штормов  $\sigma_{t_S}$  (б) на ст. Мыс Терпения.

1 — зима; 2 — весна; 3 — лето; 4 — осень.

Приведенные данные относятся к 4-срочным наблюдениям. Однако между сроками наблюдений возможно усиление или ослабление ветра, поэтому можно перейти от значений  $t$  и  $\sigma_t$  по 4-срочным наблюдениям к значениям по 8- или 24-срочным наблюдениям.

Для скоростей ветра более 10 м/с переход можно выполнить по регрессионному соотношению

$$t_i = at_j + b,$$

Таблица 8.7

Значения коэффициентов регрессии в уравнении (8.1) при дискретности  $i$  и  $j$  наблюдений в сутки

$i$	$j$	$a$	$b$
24	8	0,64	0,6
24	4	0,48	0,8
8	4	0,75	0,3

где индексы  $i$  и  $j$  означают дискретность наблюдений. Эмпирические коэффициенты  $a$  и  $b$  (табл. 8.7) определены для измерений скоростей ветра с дискретностью 1, 3 и 6 ч ( $i, j$  соответственно равны 24, 8 и 4 срока в сутки). Эмпирические зависимости средних квадратических отклонений длительности штормов по наблюдениям различной дискретности имеют вид

$$\sigma_{t_{24}} = \sigma_{t_8} 0,64 + 0,6; \quad (8.2)$$

$$\sigma_{t_{24}} = \sigma_{t_4} 0,48 + 0,8. \quad (8.3)$$

Таблица 8.8

Средняя длительность штормов  $\bar{t}_S$ , среднее квадратическое отклонение  $\sigma_{t_S}$ , максимальная непрерывная длительность штормов  $t_{\max_S}$  при различной высоте волн  $h_{3\%}$

Сезон	$\bar{t}_S$ ч	$\sigma_{t_S}$ ч	$t_{\max_S}$ ч	$\bar{t}_S$ ч	$\sigma_{t_S}$ ч	$t_{\max_S}$ ч
	Район 6, $h_{3\%} \geq 1$ м			Район 7, $h_{3\%} \geq 1$ м		
Зима	27,6	30,0	204	10,8	14,3	852
Весна	13,8	11,4	78	18,6	18,6	144
Лето	10,8	8,4	72	15,3	18,1	120
Осень	18,0	19,2	102	69,6	88,8	312
	$h_{3\%} \geq 2$ м			$h_{3\%} \geq 2$ м		
Зима	14,6	14,2	60	29,4	32,4	204
Весна	11,2	7,8	36	10,8	9,0	54
Лето	7,8	4,8	36	9,3	8,8	48
Осень	12,5	13,8	48	23,4	22,2	114
	$h_{3\%} \geq 3$ м			$h_{3\%} \geq 3$ м		
Зима	12,8	9,8	42	18,0	19,8	126
Весна	9,8	5,9	30	10,2	7,2	36
Лето	6,9	2,4	12	8,1	7,0	24
Осень	10,7	8,7	36	13,8	11,4	54
	$h_{3\%} \geq 4$ м			$h_{3\%} \geq 4$ м		
Зима	11,8	7,8	30	14,4	13,2	60
Весна	8,8	4,1	12	9,8	6,6	36
Лето	6,4	2,0	12	7,7	6,2	18
Осень	10,1	6,2	24	10,2	9,6	48
	$h_{3\%} \geq 5$ м			$h_{3\%} \geq 5$ м		
Зима	10,8	7,2	30	11,8	10,2	54
Весна	7,8	3,7	12	9,0	8,7	30
Лето	6,0	1,8	12	7,6	5,4	24
Осень	9,4	5,6	18	9,2	9,1	42
	$h_{3\%} \geq 6$ м			$h_{3\%} \geq 6$ м		
Зима				10,5	8,4	42
Весна				8,3	5,0	24
Лето				6,1	3,4	12
Осень				9,4	8,9	36

В связи с отсутствием регулярных наблюдений за волнением на морях расчеты штормов и „окон погоды“ выполнялись по вероятностной модели волнения [31]. Внешними параметрами модели являются функции распределения и коррелограммы высот волн.

В табл. 8.8 приводятся результаты расчетов средних значений и средних квадратических отклонений длительности штормов для 6-го и 7-го районов Охотского моря, а на рис. 8.6 для 8-го района. Нумерация районов соответствует рис. 8.1 б. Из таблиц и рисунков видно, что моментные характеристики для открытых 7-го и 8-го районов близки.

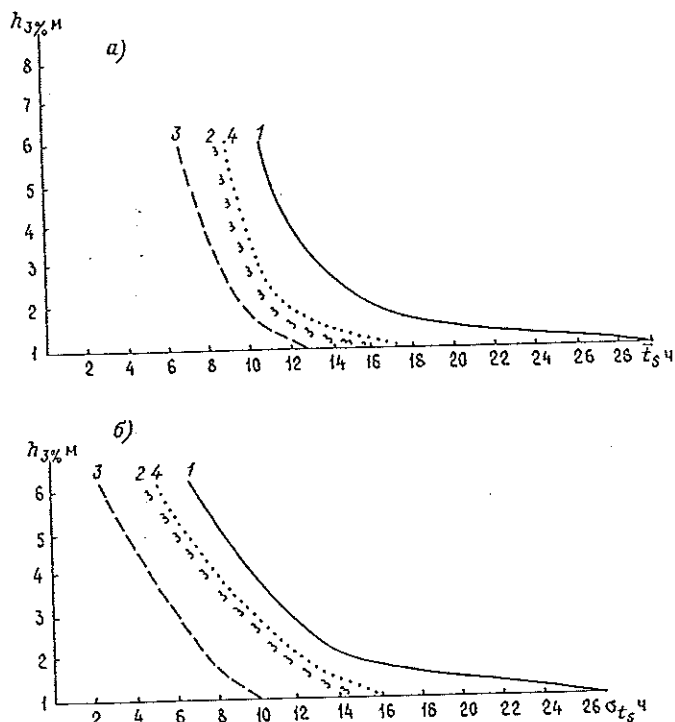
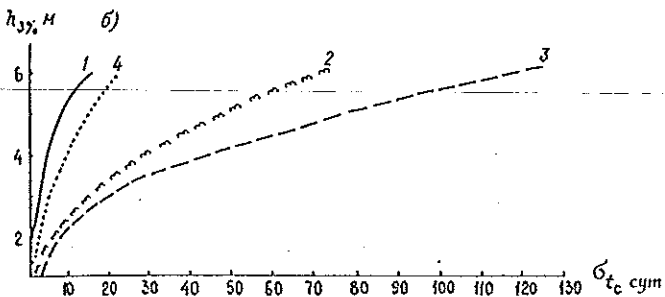
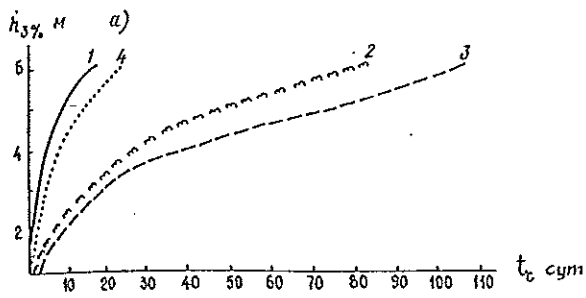


Рис. 8.6. Средняя длительность штормов  $\bar{t}_S$  (а) и среднее квадратическое отклонение длительности штормов  $\sigma_{t_S}$  (б) в 8-м районе.

1 — зима; 2 — весна; 3 — лето; 4 — осень.

Шестой район, относящийся к охотоморскому шельфу о. Сахалин, отличается более спокойным режимом волнения — средняя длительность сильного волнения меньше, чем в 7-м и 8-м районах. В табл. 8.9 и на рис. 8.7 приводятся средние значения и средние квадратические отклонения длительности „окон погоды“. Видно, что режим волнения в открытом 7-м районе более суров, чем в 6-м районе. На рис. 8.8 для 8-го района представлены в графическом виде значения функций распределения  $t, \sigma_t$  для штормов и „окон погоды“.

При интерпретации результатов расчетов следует иметь в виду, что режимные функции распределения, приведенные в различных пособиях, отражают суммарное время наличия волнения выше некоторого значения  $h_t$ , а распределение  $F(t)$  и статистики  $t$  и  $\sigma_t$  позволяют оценить, как эти высоты рас-



пределены по времени. Например, если  $F(h \geq 2 \text{ м}) = 30 \%$ , то примерно 1/3 всех волн больше 2 м, но неизвестно, в какой последовательности в течение 1/3 из всех сроков такие волны будут появляться. Результаты расчетов штормов позволяют, в частности, сказать, что у этих 30 % волн средняя непрерывная продолжительность составляет 18 ч при среднем квадратическом отклонении около 20 ч. Значение  $\bar{t}_C$  „окон погоды“ также позволяет оценить распределение высот по времени их отсутствия. Например, в табл. 8.9 показано, что волны высотой более 5 м не появляются в среднем около 365 сут. Поскольку летний сезон длится 92 сут, то это означает, что волна высотой более 5 м может появиться один раз в четыре года при среднем квадратическом отклонении около трех лет.

Рис. 8.7. Средняя длительность „окон погоды“  $\bar{t}_C$  (а) и среднее квадратическое отклонение  $\sigma_{t_c}$  длительности „окон погоды“ (б) в 8-м районе.

1 — зима; 2 — весна; 3 — лето; 4 — осень.

Таблица 8.9

Средняя длительность „окон погоды“  $\bar{t}_C$ , среднее квадратическое отклонение  $\sigma_{t_c}$  при различной высоте волн  $h_3 \%$

Сезон	$\bar{t}_C$ сут	$\sigma_{t_c}$ сут	$\bar{t}_C$ сут	$\sigma_{t_c}$ сут
	Район 6, $h_3 \% \geq 1 \text{ м}$		Район 7, $h_3 \% \geq 1 \text{ м}$	
Зима	1,4	1,8	0,7	0,8
Весна	1,6	1,6	1,0	0,9
Лето	1,8	1,7	0,9	0,9
Осень	1,5	1,5	0,5	0,4
	$h_3 \% \geq 2 \text{ м}$		$h_3 \% \geq 2 \text{ м}$	
Зима	4,9	6,1	1,4	1,6
Весна	9,3	8,9	2,2	3,2
Лето	11,5	11,0	2,9	3,7
Осень	6,7	6,1	1,5	1,7
	$h_3 \% \geq 3 \text{ м}$		$h_3 \% \geq 3 \text{ м}$	
Зима	12,9	15,0	2,7	3,5
Весна	42,7	55,5	7,9	7,8
Лето	53,3	71,3	9,9	7,7
Осень	30,0	13,7	2,9	3,2
	$h_3 \% \geq 4 \text{ м}$		$h_3 \% \geq 4 \text{ м}$	
Зима	38,6	47,2	5,5	6,5
Весна	97,2	145,0	15,6	14,8
Лето	130,0	147,5	17,3	15,9
Осень	50,3	13,7	6,1	6,3
	$h_3 \% \geq 5 \text{ м}$		$h_3 \% \geq 5 \text{ м}$	
Зима	77,7	98	10,2	12,3
Весна	195,0	226,3	33,5	41,9
Лето	364,7	284,0	36,7	44,2
Осень	93,6	112,5	12,2	10,3
			$h_3 \% \geq 6 \text{ м}$	
Зима			18,1	21,0
Весна			59,2	60,4
Лето			97,2	113,0
Осень			19,9	17,2

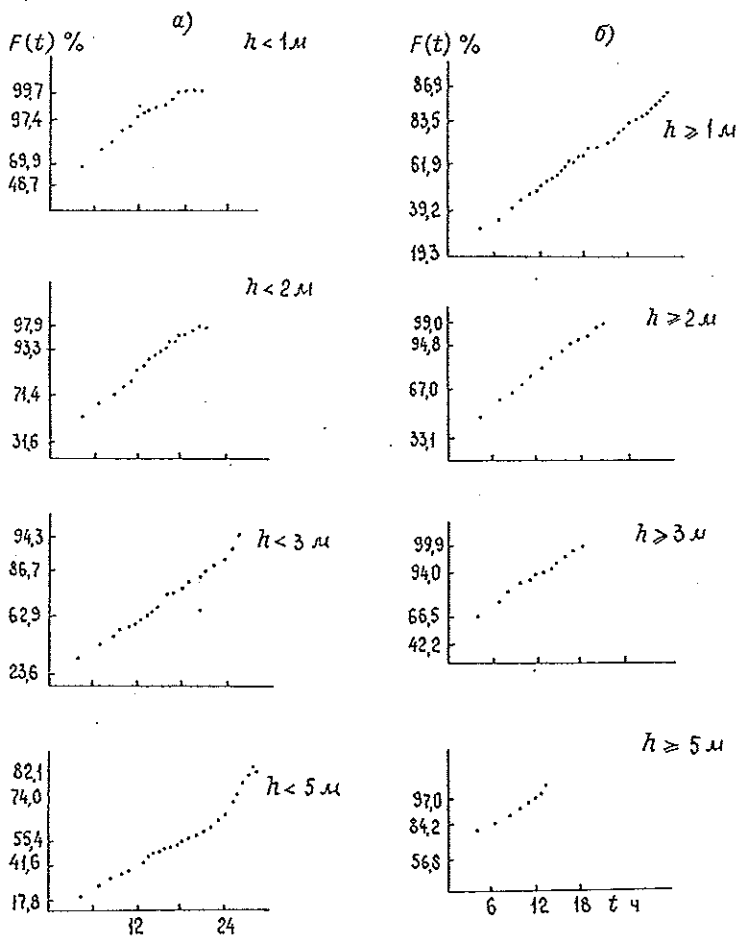


Рис. 8.8. Распределение „окон погоды“ (а) и длительности штормов (б) на вероятностной сетке закона Вейбулла (8-й район, зима).

### 8.3. Режимные и вероятностные характеристики волнения

Эти характеристики получены путем анализа многолетнего архива данных судовых визуальных наблюдений. Кроме того, для проверки полученных выводов выполнены расчеты элементов волн по синоптическим картам.

Для расчета высот волн, возможных 1 раз в заданное число лет, СПО ГОИИном использованы данные попутных судовых наблюдений за 1955—1965 гг. и архив синоптических карт с 1958 по 1984 г. Массив наблюдений сгруппирован по девяти районам и четырем сезонам (рис. 8.1 б, табл. 8.10). Всего использовано более 50 тысяч судовых наблюдений (табл. 8.11).

Таблица 8.10

Климатические сезоны Охотского моря

Сезон	Месяцы
Зима	Ноябрь—март
Весна	Апрель—июнь
Лето	Июль—сентябрь
Осень	Октябрь

Таблица 8.11

Количество наблюдений (1955—1965 гг.), использованных для расчета режимных характеристик высот волн Охотского моря

Район	Зима	Весна	Лето	Осень	Всего
1	56	86	242	39	423
2	1127	654	1518	1003	4302
3	503	1206	1891	840	4440
4	679	650	791	239	2359
5	2593	4082	2687	1860	11222
6	592	1943	3433	951	6919
7	966	985	843	684	3208
8	3017	2756	5467	1028	12268
9	1581	1555	2532	9610	6629
Всего	11114	13617	19434	7605	51770

При районировании Охотского моря учтены как климатические районы, на которые обычно подразделяют море [12], а также в „Климатическом атласе Охотского моря”, так и ареалы, выделяемые по шести параметрам распределения элементов волн и скоростей ветра при использовании методов объективной классификации [9]. Сезоны Охотского моря выделены с учетом специфики атмосферной циркуляции [17].

Визуальные наблюдения за волнением предварительно были приведены к высоте волн 3 %-ной обеспеченности по табл. 8.12. Необходимо подчеркнуть, что таблица справедлива только в среднем и применяется для переоцифровки шкал функции распределения высот волн. Приведение индивиду-

Таблица 8.12

Соотношение между визуальными оценками высот волн  $h_{виз}$  и высотами волн 3 %-ной обеспеченности  $h_{3\%}$

$h_{виз}$ м...	0,5	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$h_{3\%}$ м...	0,8	1,1	2,1	3,3	4,5	5,5	6,5	8	9	10	11	12

альных визуальных наблюдений к высотам волн, измеренным инструментально, особенно для уточнения максимальных значений, может привести к существенным ошибкам.

Результаты выполненных ранее исследований [10], а также анализ попутных судовых наблюдений в Охотском море показали, что эмпирические распределения высот волн достаточно хорошо описываются логарифмически нормальным распределением

$$F(h) = \frac{S}{\sqrt{2\pi}} \int_h^{\infty} \frac{1}{h} \exp \left[ -\frac{1}{2} \ln \left( \frac{h}{\bar{h}} \right)^S \right] d\bar{h}, \quad (8.4)$$

где  $\bar{h} = h/h_{0,5}$ ,  $h_{0,5}$  — медиана;  $S$  — параметр формы, определяющий изменчивость характеристики (чем больше  $S$ , тем уже распределение, и наоборот).

Параметр формы рассчитан по соотношению

$$S = 1,35[\ln(h_{0,25}/h_{0,75})], \quad (8.5)$$

где  $h_{0,25}$  и  $h_{0,75}$  — квантили распределения.

Оценки высот 3 %-ной обеспеченности, возможных в Охотском море 1 раз в год, 5, 25, 50, 100 лет, получены путем экстраполяции эмпирических распределений высот волн, построенных на логарифмически нормальной вероятностной сетке (рис. 8.9) и представлены в табл. 8.13.

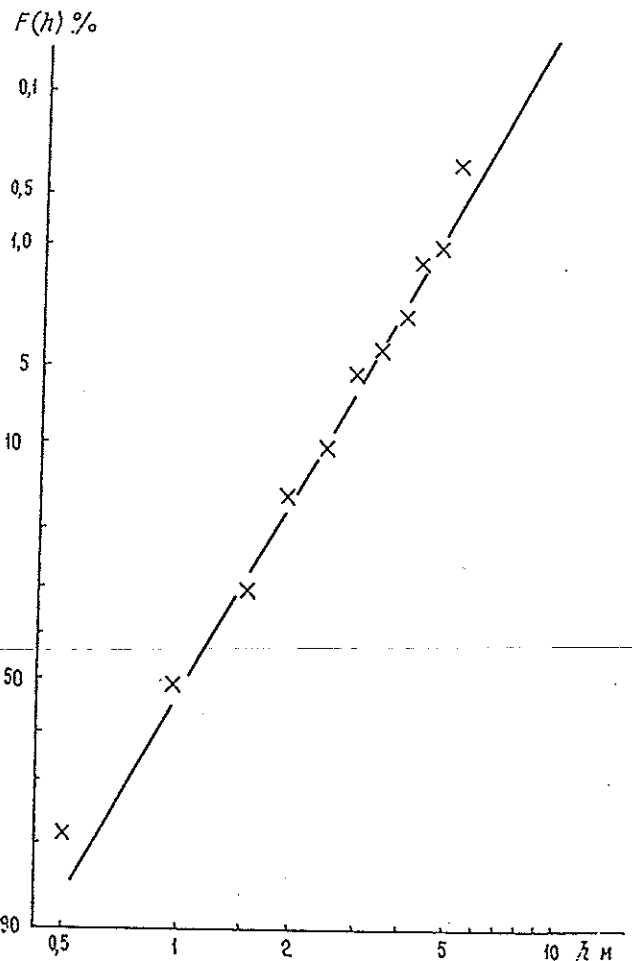


Рис. 8.9. Эмпирическое распределение высот волн на логарифмически нормальной сетке.

Таблица 8.13

Оценки высот волн 3 %-ной обеспеченности (м), которые могут встретиться в Охотском море 1 раз в год, 5, 25, 50 и 100 лет (в скобках указаны 95 %-ные доверительные интервалы)

Район	Период, лет	Зима	Весна	Лето	Осень
1	1	Лед	Лед	4 (3—5)	5 (4—6)
	5	"	"	6 (5—7)	7 (6—8)
	25	"	"	8 (6—10)	9 (7—11)
	50	"	"	9 (7—11)	10 (8—12)
	100	"	"	10 (6—14)	11 (8—14)
2	1	7 (6—9)	Лед	7 (6—8)	6 (5—7)
	5	10 (8—12)	"	10 (8—12)	9 (7—11)
	25	15 (12—18)	"	14 (11—17)	13 (11—15)
	50	17 (13—21)	"	16 (12—20)	15 (11—19)
	100	19 (13—25)	"	17 (11—23)	17 (11—23)
3	1	5 (4—6)	Лед	5 (4—6)	5 (4—6)
	5	8 (7—9)	"	7 (6—9)	8 (7—9)
	25	11 (9—13)	"	10 (8—12)	11 (9—13)
	50	13 (10—16)	"	11 (8—14)	13 (10—16)
	100	15 (10—20)	"	13 (9—17)	15 (10—20)
4	1	8 (7—9)	8 (7—9)	7 (6—8)	7 (6—8)
	5	12 (10—14)	10 (8—12)	9 (8—10)	9 (8—10)
	25	16 (13—19)	14 (12—16)	12 (10—14)	12 (10—14)
	50	18 (13—22)	16 (12—20)	13 (10—16)	13 (10—16)
	100	20 (14—26)	18 (12—24)	15 (10—20)	15 (10—20)
5	1	8 (7—9)	6 (5—7)	7 (6—8)	6 (5—7)
	5	11 (9—13)	8 (7—10)	9 (7—11)	8 (6—10)
	25	15 (12—18)	11 (9—13)	12 (10—14)	12 (10—14)
	50	18 (14—22)	13 (10—16)	14 (11—17)	13 (10—16)
	100	19 (13—25)	14 (9—19)	16 (11—21)	15 (10—20)
6	1	5 (4—6)	3 (2—4)	4 (3—5)	4 (3—5)
	5	7 (6—8)	4 (3—6)	5 (4—6)	5 (4—6)
	25	9 (7—11)	6 (5—7)	6 (5—7)	6 (5—7)
	50	10 (8—12)	7 (5—9)	7 (5—9)	7 (5—9)
	100	11 (8—13)	8 (6—10)	8 (6—10)	8 (6—10)
7	1	9 (8—11)	5 (4—7)	7 (6—8)	8 (7—9)
	5	12 (10—14)	7 (6—8)	10 (9—11)	11 (9—13)
	25	16 (14—18)	10 (8—12)	13 (11—15)	14 (12—16)
	50	17 (14—20)	12 (9—15)	15 (12—18)	16 (13—19)
	100	19 (14—24)	13 (9—17)	16 (11—21)	18 (14—22)
8	1	6 (5—7)	5 (4—6)	6 (5—7)	4 (3—5)
	5	8 (7—9)	7 (6—8)	8 (7—9)	6 (5—7)
	25	10 (8—12)	10 (8—12)	12 (10—14)	8 (6—10)
	50	12 (9—12)	11 (8—14)	14 (10—18)	9 (7—11)
	100	13 (9—17)	12 (8—14)	16 (10—21)	10 (7—13)
9	1	7 (6—8)	7 (6—8)	6 (5—7)	6 (5—7)
	5	9 (8—10)	9 (8—10)	8 (7—9)	8 (7—9)
	25	11 (9—13)	11 (9—13)	12 (9—15)	10 (8—12)
	50	13 (10—16)	13 (10—16)	14 (10—18)	11 (9—13)
	100	14 (10—20)	14 (10—20)	16 (9—23)	12 (9—15)

Поскольку десятилетний базисный ряд недостаточен для корректной экстраполяции высот волн малой обеспеченности, правильность этих результатов была проверена путем расчета по синоптическим картам. Расчеты проводились для синоптических ситуаций, в которых высоты волн 3 %-ной обеспеченности  $h_3$  % были более 4 м в 6-м и 7-м районах моря.

С целью ускорения работ проводился предварительный отбор карт по „Синоптическому бюллетеню“ (в котором поле давления за каждый день представлено одним сроком), а высота волн оценивалась по упрощенной методике [25] за период с 1958 по 1984 г.

По бюллетеню выявлено 150 расчетных ситуаций. Поскольку по „Синоптическому бюллетеню“ невозможно с приемлемой точностью рассчитать волнение, то оно рассчитывалось по 4-срочным картам погоды из архива ВНИИГМИ—МЦД. Полученный объем данных оказался большим, а ситуации часто повторялись. Поэтому для сокращения расчетов была проведена их типизация. Синоптические ситуации разделены на четыре типа по направлению ветра и величине разгона. Расчет скоростей ветра выполнен по известному соотношению для градиентного ветра. Для перехода от градиентного ветра  $V_{gr}$  к скорости ветра на высоте 10 м  $V_{10}$  использовано соотношение

$$V_{10} = KV_{gr}, \quad (8.6)$$

где коэффициент трения  $K$  зависит от многих параметров пограничного слоя атмосферы, от состояния водной поверхности [24, 29]. Вклад каждого из параметров в коэффициент  $K$  изменяется соответственно конкретной синоптической ситуации. Учет суммарное влияние всех параметров довольно сложно, так как нередко вклад одного параметра противоположен другому. Поэтому для облегчения оперативных расчетов на практике используют обобщенную величину  $K$ , в которой учитываются основные параметры. В последнее время в Гидрометцентре России при расчете полей ветра для зимних условий используют значение  $K = 0,9$  [1]. Выполненный в СПО ГОИНе анализ около 200 судовых наблюдений ветра в штормовых ситуациях ( $V_{10} \geq 12,5$  м/с,  $h_3$  %  $\geq 4$  м) показал, что значение коэффициента трения  $K = 0,85 \dots 0,90$ , что близко или совпадает со значением  $K$ , принятым в Гидрометцентре. Поэтому в расчетах скорости ветра  $V_{10}$  значение  $K$  составляло 0,90.

Направление ветра определялось по изобарам с отклонением на  $15^\circ$  в сторону низкого давления. Затем для каждого срока рассчитывалась высота волн 3 %-ной обеспеченности. В результате для каждой конкретной синоптической ситуации рассчитаны максимальные высоты волн 3 %-ной обеспеченности.

Для сопоставления значений высот волн, рассчитанных по синоптическим ситуациям, с данными расчетов по судовым наблюдениям из всего ансамбля высот, рассчитанных по штормам, были отобраны значения, представляющие серьезную опасность для мореплавания. В качестве таких опасных высот волн приняты высоты волн 3 %-ной обеспеченности, превышающие 7 м.

Переход от числа сроков с волнением 7 м и более к обеспеченности, соответствующей одному событию в  $R$  лет, выполнен по соотношению

$$R = 1/[\lambda F(x)], \quad (8.7)$$

где  $R$  — период повторяемости возможного появления волн высотой 7 м и более;  $\lambda$  — средняя интенсивность события;  $F(x)$  — вероятность появления события.

По соотношению (8.7) рассчитаны периоды повторяемости  $R$ , в течение которых в 6-м и 7-м районах Охотского моря 1 раз возможно появление волн высотой 7 м и более. Значения периода повторяемости  $R$  представлены в табл. 8.14. Из таблицы следует, что расчеты по судовым наблюдениям достаточно близки к результатам расчетов по штормам.

Таблица 8.14

Период повторяемости  $R$ , в течение которого 1 раз в Охотском море возможно появление высоты волн (3 %-ой обеспеченности) 7 м и более

Высота волн 3 %-ой обеспеченности, м	Район, сезон					
	6, лето	6, осень	7, лето	7, осень	7, зима	7, весна
13—14	—	—	—	—	—	—
12—13	—	—	—	—	9	—
11—12	21	—	26	—	4	13
10—11	11	—	26	22	3	7
9—10	10	26	7	9	3	4
8—9	6	13	5	5	2	4
7—8	4	13	4	4	1	3

Следовательно, экстремальные характеристики волн, приведенные в табл. 8.14, можно принять для оценки высот волн, возможных в Охотском море 1 раз в заданное число лет.

#### 8.4. Штормы на Охотском море

Муссонная циркуляция над морем нарушается вторжением циклонов, с которыми связаны самые жестокие штормы. Поскольку инструментальные наблюдения отсутствуют, а описания штормов составлены с различной степенью полноты, то для освещения штормового волнения применено два подхода. Первый основан на расчете волн по типизированным полям ветра с использованием архива синоптических карт (п. 8.4.1—8.4.2, 8.4.5). Второй подход базируется на описании конкретных штормов с использованием синоптических карт и судовых наблюдений (п. 8.4.3). Отдельно выделено описание штормов, вызванных тайфунами (п. 8.4.4). Данные прибрежных наблюдений, в том числе при опасном волнении в юго-западной части моря, описаны отдельно (п. 8.4.6), так как здесь сведения наиболее полны.

На акватории моря выделено 12 квазиоднородных районов (см. рис. 8.2), для которых по методике [18] рассчитаны значения приводного ветра и пара-

метры волн в типовых штормах. Массовые вычисления проводились для равновесного и слабо неустойчивого состояния атмосферы ( $0,0 < \Delta T'_{w-a} < 2,0$ ).

Для расчета конкретных штормов использовалась комбинированная методика В. И. Маковой [16], являющаяся обобщением применяющихся в нашей стране и за рубежом методик [18, 20] и их модификаций. Суть ее состоит в том, что скорость градиентного ветра  $V_g$  определяется из уравнения движения воздуха

$$\pm \frac{V_g^2}{R} + f_K V_g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = 0, \quad (8.8)$$

где  $R$  — радиус кривизны изобар;  $f_K$  — параметр Кориолиса ( $f_K = 2\omega \sin \varphi$ ). Знак „+“ для циклонов, знак „-“ для антициклонов. Здесь  $\rho V_g^2/R$  и  $\rho f_K V_g$  соответственно центробежная и Кориолисова силы.

Решение (8.8) можно представить в следующем, удобном для расчетов виде:

а) для циклонической кривизны изобар

$$V_g = -a_1 R \sin \varphi + [(a_1 R \sin \varphi)^2 + a_2 (R/a)]^{1/2}; \quad (8.9)$$

б) для антициклонической кривизны изобар

$$V_g = a_1 R \sin \varphi + [(a_1 R \sin \varphi)^2 + a_2 (R/a)]^{1/2}; \quad (8.10)$$

в) для скорости геострофического ветра  $V_g$  при прямолинейных изобарах

$$V_g = \frac{a_3}{\alpha \sin \varphi}; \quad (8.11)$$

г) для скорости циклострофического ветра  $V_c$  при замкнутых изобарах

$$V_c = a_4 (R/a)^{1/2}, \quad (8.12)$$

где  $a_1 = 8,0$ ;  $a_2 = 4000$ ;  $a_3 = 24,7$ ;  $a_4 = 19,8$ .

Здесь параметр  $\alpha = \Delta p$  (расстояние между изобарами, проведенными с интервалом  $\Delta p = 5$  гПа) и радиус кривизны изобар принимаются в градусах меридиана, скорость ветра — в м/с.

При определении коэффициентов  $a_1$ — $a_4$  приняты следующие значения физических параметров:  $\rho = 1,25 \cdot 10^{-2}$  г/см<sup>3</sup> (температура воздуха равна 10 °С), длина градуса дуги меридиана принята равной 111 км.

Следует отметить, что при расчете градиентного ветра по этой методике кривизна изобар учитывается непосредственно в формуле скорости и исключается

Таблица 8.15

Зависимость  $\beta$  и  $\gamma$  (...) от градаций стратификации атмосферы и скорости градиентного ветра

Стратификация	Пределы изменения $\Delta T'_{w-a}$ °С	Градация скорости, м/с									
		5—9		10—14		15—19		20—24		> 24	
		$\beta$	$\gamma$	$\beta$	$\gamma$	$\beta$	$\gamma$	$\beta$	$\gamma$	$\beta$	$\gamma$
Очень устойчивая	-0,5]	0,75	15	0,68	18	0,63	20	0,58	20	0,55	25
Слабо устойчивая	(-0,5—0]	0,80	17	0,72	20	0,67	20	0,62	22	0,59	20
Нейтральная	(0—1]	0,85	10	0,78	12	0,71	15	0,67	12	0,64	10
Слабо неустойчивая	(1—2]	0,91	5	0,84	5	0,78	5	0,74	5	0,72	5
Устойчивая	(2—4]	0,97	0	0,90	0	0,85	0	0,81	0	0,78	0
Сильно неустойчивая	(4	1	0	0,98	0	0,96	0	0,94	0	0,92	0

Примечание. Скобка „]” означает „меньше”, „(” — „больше или равно”.

ет ошибки в расчете ветра при значительной кривизне изобар, особенно в антициклонах. Как правило, в большинстве используемых методик сначала рассчитывается геострофический ветер, а затем градиентный путем учета поправки, связанной с кривизной изобар, что менее точно, чем в использованной методике.

Переход к приводному ветру осуществляется с помощью коэффициентов  $\beta = V_{10}/V_g$  и  $\gamma$  — угла отклонения направления ветра от изобары. Переходные коэффициенты представлены в виде матрицы из 6 градаций состояния устойчивости атмосферы и 5 градаций скорости градиентного ветра (табл. 8.15); такая детализация позволяет более точно производить расчет ветра.

#### 8.4.1. Типовые штормы

Хронология штормов на Охотском море отсутствует в силу географического положения моря вдали от интенсивных международных трасс. В последнее время повысился интерес к природным ресурсам дальневосточных морей и, в частности, Охотского моря. В связи с этим потребовалось оценить наибольшие высоты волн на море. В данной работе они рассчитаны по типовым штормам, а также в экстремальных штормах, которые можно считать историческими в рамках анализируемого периода (1951—1980 гг.).

Расчет полей высот волн в типовых штормах для каждого района позволил судить о наиболее волноопасных направлениях ветра и соответствующих им размерах волн. Для шельфа и моря наиболее опасными могут быть ветры противоположных направлений. В табл. 8.16 приведены основные характеристики типовых штормов, их повторяемость, максимальная продолжительность, месяцы, в которые наиболее вероятно появление таких ситуаций. Те барические поля, при которых высоты волн не превышают 2 м, из анализа исключены.

Следует обратить внимание на то, что ниже речь пойдет только о средних высотах и периодах волн, а когда говорится о их максимальных значениях, имеется в виду максимальное из средних. Поскольку расчеты проведены с учетом кромки льда для среднеледовой зимы, то значения высот волн могут быть существенно занижены по отношению к малоледовитым зимам.

В районе I наиболее опасным направлением ветра в открытой части моря является северо-восточное. В феврале и марте при этих ветровых потоках возможно развитие штормового волнения с максимальными значениями средней высоты до 6,4 м и периодом 12,6 с. Шельфовая зона в это время покрыта льдом.

В зоне шельфа наибольшую опасность представляют восточные ветры, повторяемость которых в ноябре — до 0,01 %, а скорости могут превышать 25 м/с.

Как для шельфа, так и для мористой части района I юго-западные и северо-западные ветры не вызывают штормов.

В районе II значительное волнение (с высотой волн более 3 м) может быть развито практически при любом направлении ветра. Но для открытой части наиболее штормовые — восточные и северные ветровые потоки, при которых развивается волне-

ние с высотой волн свыше 4 м. Восточные ветры мечаются преимущественно в ноябре, северные — феврале—марте. Повторяемость северных ветров 0,03 %, а восточных — 0,01 %. На шельфе ветры веро-восточного и восточного направлений могут формировать поля волн с высотами, превышающими 5 м в ноябре, т. е. в период, предшествующий ледоставу.

В районе III при северных ветрах в ноябре и декабре (реже в феврале) могут развиваться штормы в которых высоты волн в пределах всего района превышают 5 м. В феврале при наличии ледостава, очевидно, высоты волн будут ниже. В декабре скорости ветра северо-западного направления могут превышать 25 м/с, в этом случае возможные высоты волн в море до 5,7 м. Повторяемость таких ситуаций не велика — около 0,008 %.

В районе IV только южные и западные ветры не представляют особой опасности. Западные имеют небольшие разгоны, а южные не достигают больших скоростей. Наибольшую опасность представляют северо-восточные ветры, при которых высоты волн в мористой части района могут превышать 4 м, а на шельфе достигать 6 м. Подобные ситуации бывают чаще всего в декабре, а в случае отсутствия ледостава и в январе. Значительное волнение (4—5 м) может развиваться в этом районе при северных ветровых потоках, когда их скорость превышает 25 м/с. Следует отметить, что особенно опасные высоты волн могут развиваться в шельфовой зоне. В целом район IV является самым штормовым из всех прилегающих к о. Сахалин.

Район V находится под воздействием ветров северных румбов, которые имеют здесь зимой наибольшую скорость и повторяемость. Этот мелководный район почти весь расположен в шельфовой зоне. Хотя разгоны малы, но из-за узости Татарского пролива, создающего как бы аэродинамическую трубу между двумя морями, скорости ветра очень велики, нередко более 40 м/с. При северном и северо-восточном направлении ветра здесь может развиваться волнение с высотами до 5 м и периодами около 10 с. Вероятность появления таких ситуаций в декабре около 0,06 %.

В районе VI наибольшую опасность представляют ветры северного и восточного направлений. Северные ветры наиболее интенсивны осенью, в сентябре—ноябре их скорости могут достигать 25 м/с, создавая в море волны высотой до 6 м, а на шельфе — около 5 м. Восточные ветры возможны, кроме осени, еще и весной (в мае—апреле), но скорости их обычно не превышают 20 м/с, а высоты волн немногим более 3 м.

В районе VII наиболее развиты ветры тех же румбов, что и в предыдущем, но скорости северных ветров не превышают 20 м/с. Соответственно этому и высоты волн ниже; на шельфе и в мористой части при северных ветрах они достигают 4,5 м. Более опасны восточные ветры, при которых высоты волн достигают своих максимальных значений (5—6 м). Повторяемость их высока и составляет 0,16 % с сентября по ноябрь.

В районе VIII в ноябре возможны юго-восточные ветры, при которых может развиваться волнение с высотами более 5 м. Все ветры восточных румбов при скоростях 20—25 м/с вызывают значительное волнение. Максимального развития штормовые

Основные характеристики типовых штормов Охотского моря

Район	Направление ветра	Скорость ветра, м/с	В море		На шельфе		Месяцы	P %	t <sub>max</sub> ч
			$\bar{h}_{max}$ м	$\tau_{max}$ с	$\bar{h}_{max}$ м	$\tau_{max}$ с			
I	ЮВ	21—25	3,4	8,2	3,6	8,8	V, VI, VII	0,03	6
	СВ	25	6,4	12,6	3,8	9,0	II, III	0,3	6
	В	25	3,5	8,9	4,2	9,2	XI	0,01	6
	Ю	21—25	3,2	8,0	1,9	6,0	IV	0,04	18
	З	16—20	3,0	8,0	1,7	6,0	IV, V, IX	0,06	12
II	С	25	4,4	10,0	2,7	7,0	II, III	0,03	6
	СВ	25	2,9	7,8	4,9	10,2	I	0,01	6
	В	25	4,2	9,8	5,4	10,8	XI	0,01	6
	ЮВ	21—25	2,4	8,0	3,8	8,8	V, VI, VII	0,03	6
	Ю	21—25	3,5	8,8	3,1	8,0	III, V	0,02	6
	З	16—20	3,0	8,0	1,6	5,8	IV, V, IX	0,08	12
	ЮЗ	20—25	3,5	8,9	2,9	7,6	IV, V	0,02	6
III	С	25	4,4	10,0	3,4	8,4	II, III	0,03	12
	СЗ	21—25	3,0	8,6	2,2	5,6	XII	0,01	6
	ЮВ	25	3,4	9,0	4,8	10,4	IV, VI	0,02	6
	С	25	5,1	11,1	5,6	10,0	II, XI, XII	0,04	6
	СЗ	25	5,7	10,7	3,9	7,8	XII	0,008	6
	З	16—20	3,0	8,4	1,5	5,4	V, IX, X	0,02	6
	ЮЗ	16—20	3,2	8,8	2,6	7,2	IV, IX	0,03	6
	ЮВ	21—25	4,3	9,8	4,0	9,0	IV, VI	0,02	6
	СВ	25	4,8	10,2	4,9	10,0	I, II	0,03	6
	В	21—25	2,7	7,8	3,7	8,9	IV, XII	0,02	6
IV	ЮЗ	16—20	3,3	9,0	2,6	7,2	IV, V, VI, XI	0,03	6
	СВ	25	4,2	9,2	6,0	11,2	I, XII	0,015	6
	СЗ	25	3,3	7,6	2,5	7,6	III, XI	0,015	6
	С	25	4,0	9,7	5,0	12,0	I, XII	0,03	6
	В	25	2,9	8,0	4,8	10,4	IV, XII	0,02	6
	ЮВ	21—25	3,2	9,4	4,5	9,8	IV, VI	0,02	6
V	СЗ	25	3,9	8,8	4,6	9,9	XII	0,008	6
	СВ	25	4,2	9,2	5,1	10,4	I, II, III, XII	0,06	12
	С	25	4,0	9,7	5,5	10,6	I, XII	0,03	6
	В	21—25	3,2	8,4	2,9	7,8	II, III	0,02	6
VI	С	21—25	6,3	12,0	5,4	10,8	IX, XI	0,08	6
	СВ	21—25	4,0	9,2	2,7	7,2	IX, X, XI	0,1	12
	В	16—20	3,4	8,6	2,4	6,8	IV, V, X, XI	0,11	12
VII	С	16—20	4,5	9,7	4,5	9,4	XI	0,2	6
	СВ	21—25	4,4	9,4	3,2	8,0	XI	0,05	12
	В	16—20	5,3	10,8	5,9	11,4	IX, X, XI	0,16	12
VIII	СВ	16—20	3,8	9,6	2,6	7,4	X, XI	0,06	18
	В	21—25	3,2	8,2	4,4	9,4	X, XI	0,04	6
	ЮВ	21—25	5,4	10,3	5,1	10,1	XI	0,03	12
IX	СВ	21—25	4,2	9,6	4,0	9,4	X, XI	0,14	18
	В	25	4,8	10,4	4,8	10,0	IX, XI	0,1	12
	ЮВ	21—25	5,3	10,8	5,6	11,0	IV, IX, XI	0,03	12
X	СВ	21—25	4,3	9,8	3,7	8,8	V, X, XI	0,18	18
	В	25	3,7	8,6	4,1	9,2	X, XI	0,06	12
	ЮВ	16—20	менее 2 м		3,2	8,4	IV, IX—XI	0,12	12
	ЮЗ	16—20	3,4	8,8	4,4	10,2	VI, IX, X	0,06	12
XI	СВ	25	4,3	9,4	2,9	7,3	XII	0,02	12
	В	25	5,0	10,0	3,2	7,6	XII	0,02	12
	ЮВ	25	4,2	9,4	2,7	7,0	XI	0,02	12
	ЮЗ	25	5,7	12,0	2,0	6,8	IX, XI	0,05	6
	СЗ	25	2,1	6,6	4,0	9,0	IV, V, IX—XII	0,11	12
XII	С	25	3,4	9,2	4,0	9,0	I, II, III, XII	0,06	6
	СЗ	25	4,9	10,0	2,5	7,2	I, V, XI, XII	0,1	6
	С	25	2,6	8,4	3,9	8,8	I, II, III, XII	0,06	6
	ЮЗ	25	2,0	6,8	7,0	12,0	I	0,01	6
	ЮВ	25	4,2	9,4	2,5	6,6	X, XI, XII	0,04	12
	СВ	25	4,7	10,2	3,8	7,8	XII	0,02	12
	В	25	5,4	10,1	2,4	6,6	I, III, XII	0,08	12

Примечание. P — повторяемость типового шторма; t<sub>max</sub> — максимальная продолжительность типового шторма;  $\bar{h}_{max}$  — максимальная из средних высот волн при данном типе шторма;  $\tau_{max}$  — максимальный из средних периодов при типовом шторме.

процессы достигают осенью (в октябре—ноябре). Зимой район полностью покрыт льдом.

В районе IX также наиболее благоприятными для развития штормового волнения являются восточные ветры. Как чисто восточные, так и юго- и северо-восточные ветры могут иметь скорость свыше 25 м/с. Но наиболее опасны юго-восточные ветры в силу их большого разгона. Как на шельфе, так и в мористой части при штормах с юго-восточными потоками высоты волн могут превышать 5 м.

Район X, представляющий изолированный участок моря — Пенжинскую губу, преимущественно шельфовый. Весной и осенью здесь возможны волны высотой более 4 м при восточных и юго-западных ветрах.

В районе XI роза ветров наиболее сложна, нет преобладающего направления. Только скорости южных ветров в этом районе не превышают 25 м/с. Скорости ветра всех других румбов часто превосходят это значение. Для мористой части наиболее опасны юго-западные и восточные ветры, при которых возможно развитие волнения с высотой волн свыше 5 м. Такие штормы характерны для осенне-зимнего периода.

Район XII один из наиболее штормовых. Только западные и южные ветры не представляют здесь особой опасности.

В мористой части наибольшее волнение развивается при восточных ветрах с высотами волн более 5 м и периодами около 10 с. Зимний цикл штормов

начинается в декабре и заканчивается в марте. Особую опасность представляют ветры юго-западного направления. На рис. 8.10 приведен типовой для января шторм, при котором возможно развитие волнения с высотами волн до 7 м.

Как видно из табл. 8.16 и изложенных выше характеристик типовых районов, самыми штормовыми месяцами в северной части моря являются осенние: октябрь, ноябрь, декабрь. В западной части штормы развиты еще и весной (апрель, май). Что касается южной, свободной ото льда части моря, то здесь самые жестокие штормы возникают зимой. Во всех типовых районах Охотского моря (за исключением района X) возможны барические ситуации, при которых высоты волн могут превышать 5 м.

На рис. 8.11—8.13 представлены карты типовых штормов, характерных для восточной и западной частей моря. Наибольшую опасность они представляют для шельфовой зоны. При северо-восточных потоках, которые возникают при прохождении южного циклона, когда его ядро расположено в районе Курильских островов либо в центральной части моря, может возникнуть барическая ситуация, подобная приведенной на рис. 8.11 а. Такие штормы характерны для зимы (декабрь—март) и составляют 0,8 % в годовом распределении ветров для районов IV и V. Но поскольку в январе в этих районах уже стабильный ледостав, то волнение при выходе подобных циклонов развивается только в декабре с повторяемостью 0,2 %. Высоты волн при

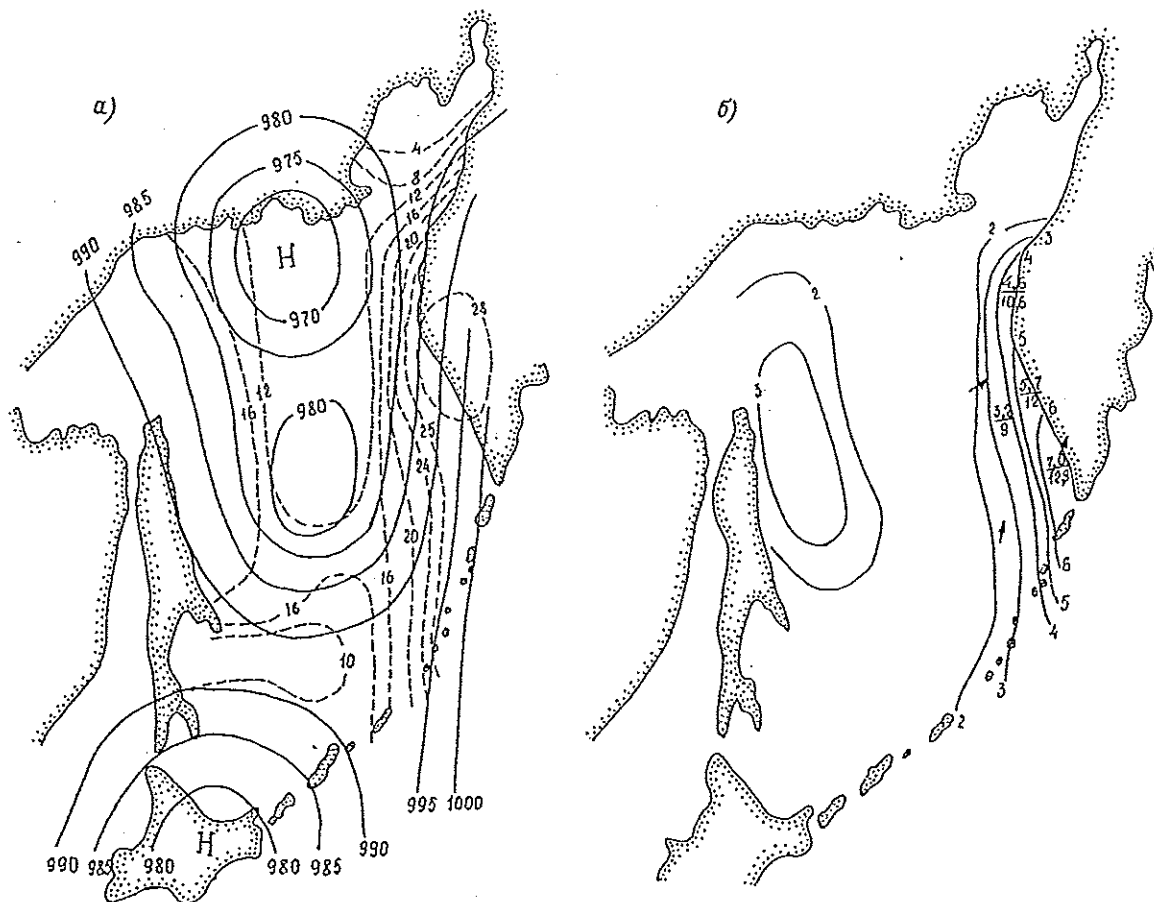


Рис. 8.10. Поле приземного давления (а) и поле волн (б) для типового шторма в районе XII (юго-западный ветер скоростью 25 м/с).

Стрелками показано направление распространения волн; в числителе — высота волн (м), в знаменателе — период (с); цифры у изолиний — высоты волн (м).

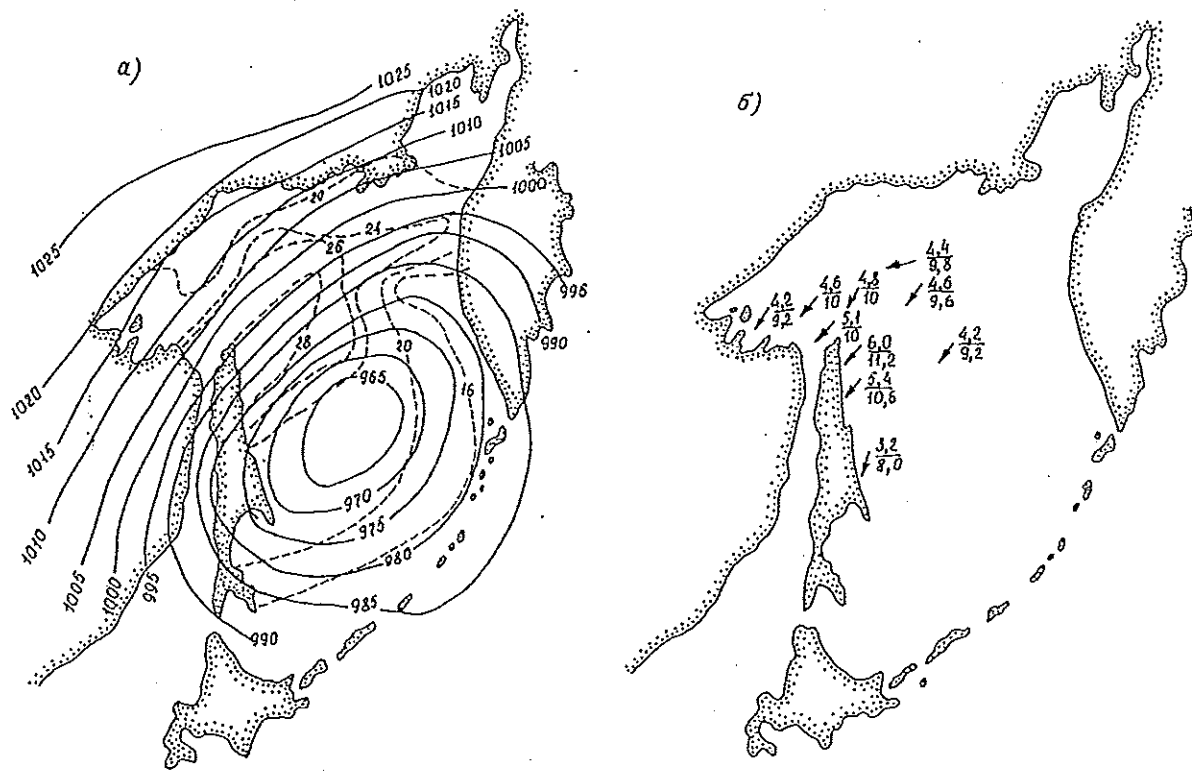


Рис. 8.11. Поле приземного давления (а) и поле волн (б) для типового шторма в районах IV и V (северо-восточный ветер скоростью 25 м/с).  
Условные обозначения см. на рис. 8.10.

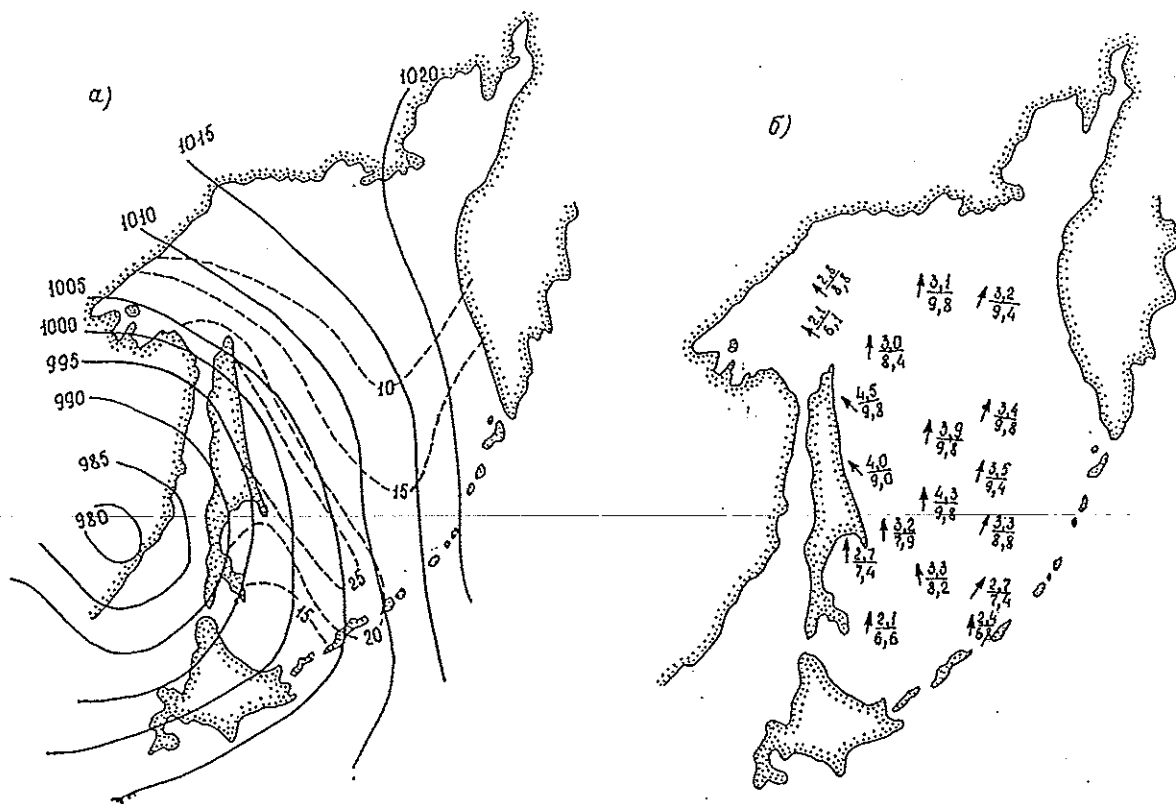


Рис. 8.12. Поле приземного давления (а) и поле волн (б) для типового шторма в районах IV и V (юго-восточный ветер скоростью 21—25 м/с).  
Условные обозначения см. на рис. 8.10.

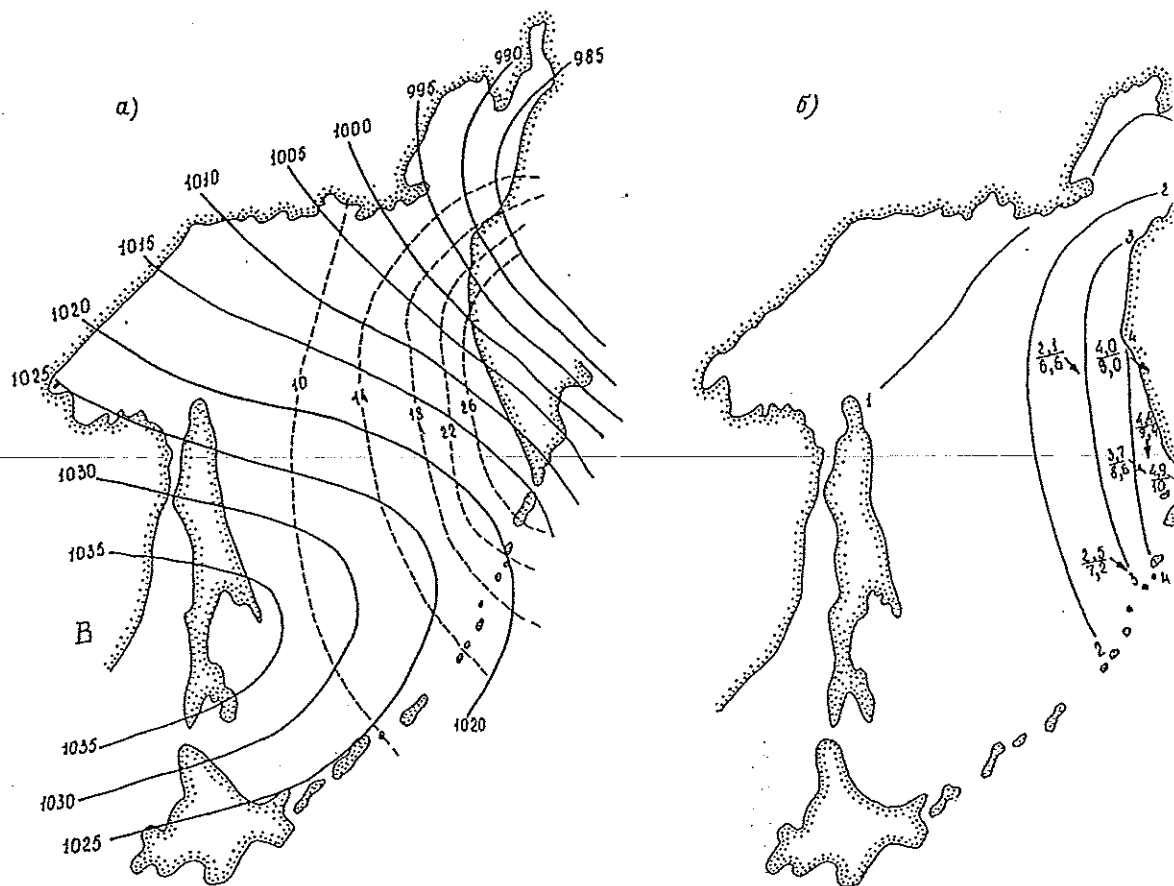


Рис. 8.13. Поле приземного давления (а) и поле волн (б) для типового шторма в районе XII (северо-западный ветер скоростью 25 м/с).  
Условные обозначения см. на рис. 8.10.

таких барических ситуациях могут достигать 5—6 м. Продолжительность подобных ситуаций может достигать 12 ч, что вполне достаточно для развития волнения.

Другой стереотип шторма, также характерный для западной части моря, представляющий наибольшую опасность в районе шельфа, может возникнуть весной и в первой половине лета. На рис. 8.12 а приведена карта барического поля при выходе в июне 1969 г. циклона, сформировавшегося в западном секторе. Поле волн с высотами более 4 м. Скорости южных и юго-восточных ветровых потоков превышали 25 м/с.

В юго-восточной части моря, в районе XII, при южных и юго-западных ветровых потоках со скоростями более 25 м/с может развиваться волнение со средними высотами волн 7 м. Годовая повторяемость таких ситуаций 0,01 %. Наиболее вероятно появление таких штормов в декабре. Подобный шторм представляет интерес для оценки максимально возможных высот волн.

Для восточной части моря, для шельфовой зоны п-ова Камчатка, наиболее характерны штормовые ситуации, подобные приведенной на рис. 8.13 б. Северо-западные потоки со скоростями более 25 м/с имеют повторяемость более 0,5 % в районе XI и около 0,8 % в районе XII и могут формироваться зимой, весной и осенью, представляя значительную опасность для работ на камчатском шельфе (рис. 8.13 б).

В условиях мягких и суровых зим ледяные крошки льда может значительно изменять соответственно меняются высоты и периоды выяснения степени этого влияния проведены с учетом предельных отклонений кромок среднего положения.

#### 8.4.2. Межгодовая изменчивость ветро-волновых характеристик в связи с изменением ледовитости

Мощным сезонным фактором, существенно влияющим на волновой режим Охотского моря, является ледовитость. Благодаря этому процессу ледообразования в отдельных участках моря могут быть покрыты льдом, а в другие годы здесь может оказаться свободной сектор моря.

Ледовитость определяется положением льда, которая имеет очень сложное и подвижное очертание как в течение зимы, так и в течение года.

В ДВНИИ рядом авторов обобщены и систематизированы наблюдения за ледяным покрытием с 1956 по 1983 г. Используются данные разведок, регулярно проводившихся над морем с 1956 г., ледовые наблюдения гидротехнических постов этого же времени, а также и с транспортных судов и ледоколов. По ледовым зимам можно разделить на три типа: высокие, умеренные и мягкие.

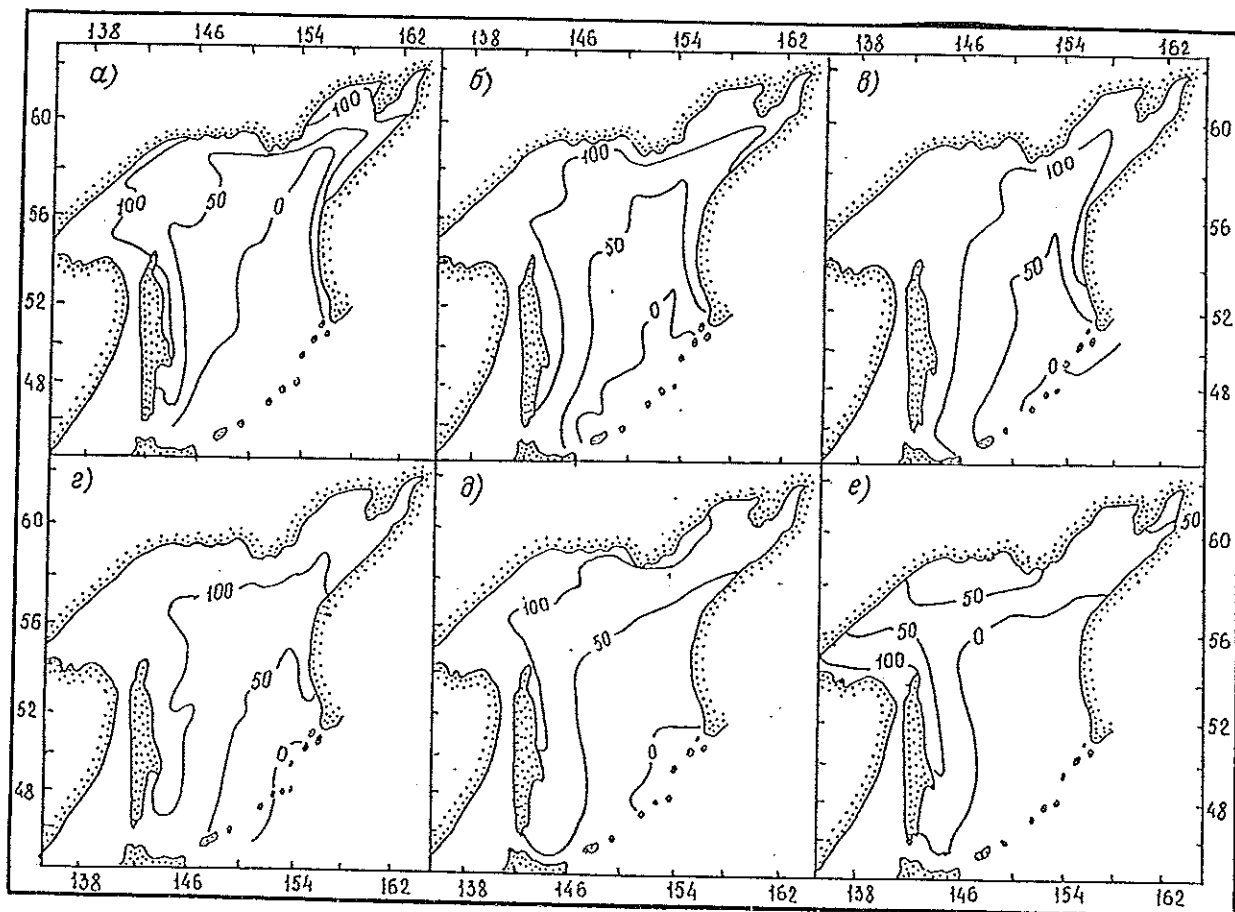


Рис. 8.14. Карты вероятности (%) встреч со льдами в Охотском море в 3-й декаде декабря (а), января (б), февраля (в), марта (г), апреля (д) и мая (е).

Быстрая смена суровых, умеренных и мягких зим происходит в рамках 2—4-летних циклов.

В пространственном отношении изменение ледового режима выражается сдвигом кромки льда на север или на юг от ее среднего положения, соответствующего умеренным зимам. Как видно из рис. 8.14, сдвиг этот очень значителен. В суровые зимы в марте остается свободным ото льда только небольшой участок в юго-восточном секторе моря. В мягкие зимы свободной ото льда остается почти половина моря. Особую опасность в это время для судов может представлять штормовое волнение в сочетании с выносом льдин, что грозит такими последствиями, как пробойны, обледенение, поломка палубных надстроек. Большой вклад штормовое волнение вносит в формирование обширных полей торосистого льда с большой плотностью стамух. По сведениям, приведенным в работе [21], одной из причин превращения торосистых образований в стамухи на севере сахалинского шельфа является прижимной ветровой дрейф при столкновении плавучих торосистых льдов с кромкой припая, в результате чего наблюдается подсов или напозание плавучих льдов на лед припая. Но, возможно, в этом процессе большую роль, чем ветровой дрейф, играет ветровое волнение. Волнение и ледовитость в Охотском море, очевидно, являются тесно связанными характеристиками.

В данной работе рассмотрен только один аспект этой связи — влияние ледовитости на элементы волн при двух основных ветровых потоках. В пер-

вом случае рассмотрим пример шторма, сформированного циклоном, вышедшим на Охотское море 31 января 1972 г., когда основное направление ветра было северным (отжимной ветер).

Если шторм будет развиваться в условиях умеренной по ледовитости зимы, то возможны средние высоты волн до 7 м (рис. 8.15 а), что в пределах данного района отвечает типовой ситуации (см. табл. 8.16).

В случае выхода циклона в период малоледовитой зимы (рис. 8.15 б) средние высоты волн возрастают на 10—20 % по отношению к среднеледovитой зиме. Наибольшее значение средней высоты волн может достигать 7,7 м. Особенно сложные условия могут возникнуть вдоль всей Курильской гряды, где волнение достигает своего максимального развития. В случае суровой зимы, когда разгоны волн предельно малы (рис. 8.15 в), высоты волн могут иметь значения на 35—50 % ниже характерных для умеренной зимы. Таким образом, в случае северных потоков ветра (а они в зимнее время являются преобладающими) со скоростями, большими 40 м/с, в районе Курильских островов создается зона максимального риска для плавания судов. При этих потоках следует ожидать большого выноса льда.

Максимального развития ледяной покров в Охотском море обычно достигает в марте, в это же время начинается интенсивная перестройка барического поля, которая сопровождается большими скоростями ветра и быстрой сменой его направлений. Продолжительность штормов в этом месяце

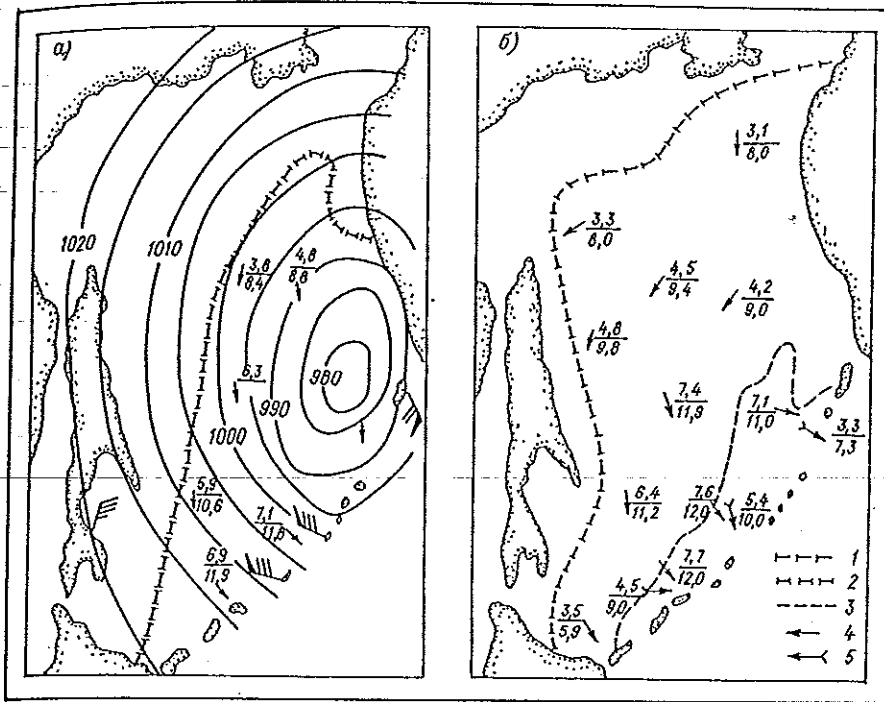


Рис. 8.15. Поле приземного давления (а) и поле волн (а, б) при различной ледовитости моря.  
 1—3 — положение кромки льда в условиях мягкой, средней и суровой зимы соответственно. Стрелками показано направление распространения волнения в условиях мягкой и средней (4) и суровой зимы (6); в числителе — средняя высота волн (м), в знаменателе — средний период волн (с).

значительно меньше, чем зимой. Так, например, вышедший 16 марта 1970 г. на Охотское море циклон сформировал поле ветра восточного и юго-восточного направлений со скоростями 30 м/с по всему южному сектору моря. Это направление наиболее характерно для весенних процессов. В результате прохождения циклона в районе, прилегающем к юго-западной кромке льда, значение высот волн было максимальным. Высоты волн в мягкие и умеренные зимы при южных и юго-восточных потоках близки между собой, но в мягкие зимы создается дополнительный район штормового волнения в зал. Анива (рис. 8.16).

В суровые и среднеледовитые зимы зал. Анива покрыт льдом. Следует предположить, исходя из результатов расчетов, что в марте в зал. Анива и по всей юго-восточной кромке льда при южных (прижимных) ветрах должно наблюдаться очень интенсивное сжатие льдов, особенно на трассе м. Крильон—Корсаков. Согласно работе [15], наиболее неблагоприятное влияние на судоходство на трассе м. Крильон—Корсаков оказывают ветровые сжатия льда, с которыми в последние годы связаны практически все аварии и простои судов.

Таким образом, ледовитость в Охотском море вносит существенные коррективы в формировании

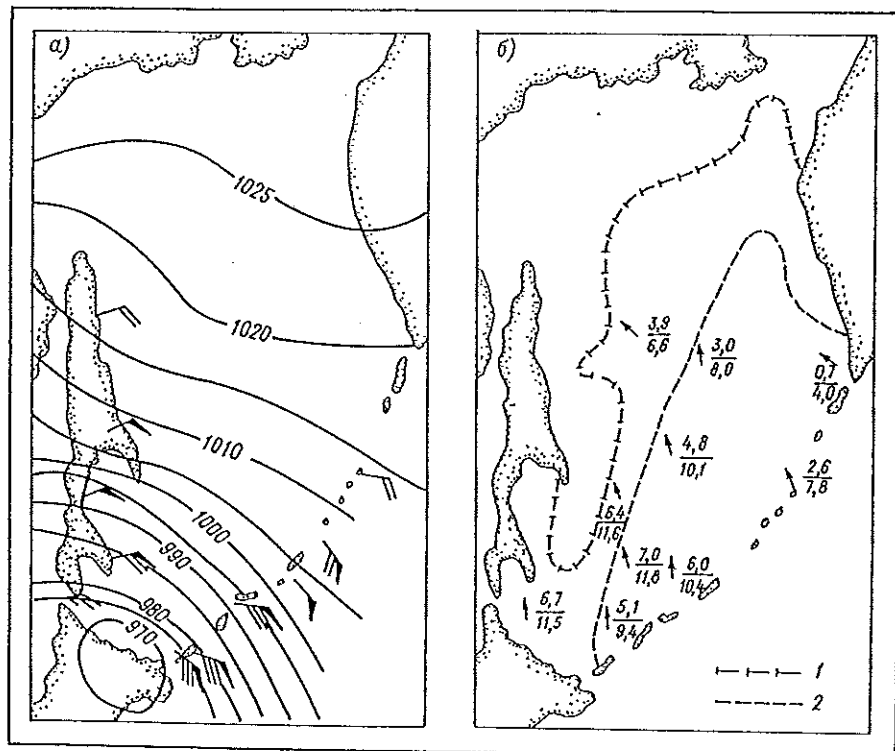


Рис. 8.16. Поле приземного давления (а) и поле волн (б).  
 1 и 2 — положение кромки льда в условиях умеренной и мягкой зимы соответственно. Стрелками показано направление распространения волнения; в числителе — средняя высота волн (м), в знаменателе — средний период волн (с).

поля ветровых волн. Поэтому при расчете режимных характеристик ветра по штормам необходимо учитывать положение кромки льда, особенно следует обратить внимание на все случаи жестоких штормов в условиях мягких зим. Это поможет существенно уточнить экстремальные значения высот волн.

При северных ветровых потоках в районе, прилегающем к Курильским островам, в средние и мягкие по ледовитости зимы может возникнуть особо опасная ситуация, при которой средние высоты волн могут достигать 7,0—7,7 м, создавая возможность очень быстрого обледенения судов.

При южных и восточных ветровых потоках, которые наиболее характерны для марта, в юго-западной части моря возникает зона штормового волнения с высотами волн более 6 м, которая активно воздействует на кромку льда, вызывая сжатие. В случае мягкой зимы при развитых южных потоках ветра ( $V > 30$  м/с) мореплавание в зал. Анива становится особо опасным, так как средние высоты волн могут превысить 6 м.

Типовые штормы не отражают всего многообразия ветро-волновых процессов, присущих Охотскому морю. Для практики наибольший интерес представляют штормы, при которых развивается наиболее опасное волнение.

#### 8.4.3. Опасное и стихийное волнение

К опасным и стихийным явлениям относятся такие [19], которые представляют опасность для народного хозяйства и населения, относительно редко встречаются в данном географическом районе, необычны по размерам, интенсивности, срокам наблюдений, продолжительности и площади распространения. Опасные явления (ОЯ) могут затруднить деятельность народнохозяйственных организаций и принести ущерб. Стихийные явления (СГЯ) значительно интенсивнее, могут наносить ущерб народному хозяйству, населению, вызвать стихийные бедствия.

К СГЯ и ОЯ в прибрежной зоне моря относятся случаи исключительно сильного волнения — большие накаты, прибои, взбросы. В море стихийным считается волнение, при котором высоты волн в открытом море достигают 8 м и более, а опасным — 6 м и более. В различных районах прибрежной зоны высоты наиболее крупных волн при особо сильном волнении могут быть ниже 8 м. Критические значения высот волн (ОЯ, СГЯ) устанавливаются Гидрометцентром УГМС для акватории каждой станции. За критическую высоту наиболее крупных волн принимают округленную до 0,5 среднюю из максимальных высот волн, полученную по данной станции из ряда измерений 5—10 лет. Если, начиная с определенной высоты, волнение представляет опасность и эта высота меньше многолетней средней из максимальных, ее и принимают за критическую высоту, начиная с которой волнение считают СГЯ. Высоту наката волн, длину наката и высоту взбросов устанавливают таким же образом.

Для Охотского моря опасным считается волнение с высотами волн более 6 м, а стихийным — более 8 м.

Известно [20], что „в прогнозах сообщается средняя высота наиболее крупных волн с обеспеченностью 5 %, которые будут наблюдаться за время дей-

ствия прогноза”. Критерием же оправдываемости являются попутные судовые наблюдения, обеспеченность высот волн которых в настоящее время окончательно не установлена. Отсюда возникает неопределенность терминов „опасное” и „стихийное волнение”. В практике УГМС это определение относится к попутным судовым наблюдениям, которые приведены в табл. 8.17.

С 1966 г. в региональных УГМС начали составляться ежегодные отчеты о стихийных явлениях включая и ветровое волнение. На основании этих отчетов, журналов регистрации стихийного волнения, а также анализа архива гидрометеорологических и синоптических карт составлена хронологическая таблица (см. табл. 8.17) штормов, вызвавших стихийное волнение на акватории Охотского моря.

За период 1966—1985 гг. наблюдалось более 30 случаев развития стихийного волнения с сентября по март, преимущественно при положительных разностях температур „вода—воздух”. Развитие стихийного волнения связано с теми же типами барических ситуаций, которые вызывают и опасное волнение, но процессы в этом случае идут интенсивнее. Почти в 90 % случаев развитие стихийного волнения происходит под воздействием тыловых ветров. Циклоны, вызывающие это явление, чаще всего имеют глубину 950—980 гПа.

Преимущественно они выходят из Японского моря, когда над Охотским морем преобладает малоградиентное поле давления. Если в это время в Беринговом море или на севере континента достаточно мощное антициклоническое поле, то циклон замедляет движение и углубляется. В этом случае возможно развитие стихийного волнения. Продолжительность его колеблется от 6 до 36 ч. Барические градиенты в зоне развития стихийного волнения могут достигать 10—12 гПа/1° широты. Наибольшая высота визуально зафиксированной волны составила 11 м 18 марта 1968 г. в юго-восточной части моря при скорости ветра 35—40 м/с. При скоростях ветра 15—20 м/с стихийное волнение развивается либо при наличии высокоградиентной барической ложбины, либо при выходе малоподвижного (или стационарирующего) циклона эллипсообразной формы. В этом случае изобары принимают чаще всего меридиональное направление, ветровые потоки почти однородны. Через 12—18 ч такого воздействия даже при скоростях ветра 15 м/с и больших разгонах (порядка 500—600 км) возникает стихийное волнение. Для развития зоны стихийного волнения за короткое время (в пределах 6 ч) скорости ветра должны быть не менее 35—40 м/с, а разгоны — 100 км.

Возникновение названных явлений чаще всего обусловлено выходом на Охотское море циклонов. В теплое полугодие такие циклоны чаще всего приходят из Восточно-Китайского, Желтого морей и Тихого океана. В холодный период добавляются циклоны, зарождающиеся в Японском море и прилегающей к перечисленным морям территории континента. Континентальные циклоны довольно редко выходят на юго-запад Охотского моря столь мощными, чтобы вызвать опасное явление. За исследуемый период такие циклоны составили от числа всех ситуаций менее 5 %. Но имеются более ранние сведения о нескольких континентальных циклонах большой разрушительной силы. Рекордный путь к

Сведения о стихийном волнении (высота волн 8 м и более) на акватории Охотского моря

Год	Начало явления		Окончание явления		Продолжительность явления, ч	Высота волн, м	Район наблюдения	Разность температур воды и воздуха, °С	Характеристика ветра	
	дата	время (мск), ч	дата	время (мск), ч					скорость, м/с	направление
1966	12 XII	3	22 XII	9	6	9,0—9,5	Юго-запад	—	40	ССЗ
1966	29 XI	3	2 XII	3	72	10,0	Север	—	40	ЮЮЗ
1968	18 III	9	—	—	—	11,0	48—50° с. ш., 152—154° в. д.	—	37	СВ
1969	2 X	21	3 X	9	12	8,0	Юго-запад	—	20	З
1969	13 XII	21	15 XII	9	36	8,0—10,0	Запад	—	30	ССЗ
1970	22 II	3	23 II	15	36	8,0	Восток	3,4	40	ССЗ
1970	16 III	21	17 III	3	6	8,0	Юго-запад	0,0	35	ЮВ
1970	12 XI	3	12 XI	15	12	8,0	Запад, юго-запад	6,0	35	СЗ
1970	1 XII	9	1 XII	21	12	8,0	Юг	4,5	40	ЮЗ
1970	3 XII	21	4 XII	15	18	8,0	Юго-восток	3—4	40	ВЮЗ
1970	15 XII	—	—	—	—	8,0	56—58° с. ш., 154—156° в. д.	—	20	СВ
1972	28 II	—	—	—	—	9,0—9,5	Центральные Курильские острова	—	28—35	ЮВ
1973	14 III	9	15 III	9	24	8,0—10,0	То же	—	30	ССВ
1974	9 II	9	10 II	3	18	8,0—9,0	Южные и центральные Курильские острова	—	25	СВ
1974	11 II	—	—	—	—	8,0	56—58° с. ш., 148—150° в. д.	8,2	22	СВ
1974	1 XI	15	2 XI	9	18	8,0—10,0	Западные и центральные Курильские острова	5,0	35	СЗ
1974	9 XI	—	—	—	—	8,5	Север	—	20	З
1975	10 IX	3	—	—	—	8,0	52—54° с. ш., 152—154° в. д.	0,2	20	ЮВ
1976	8 IV	15	9 IV	15	24	8,0—9,0	Северные Курильские острова	4,0	25	ССЗ
1976	18 X	9	—	—	—	8,0	48—50° с. ш., 148—150° в. д.	—	22	СЗ
1977	31 I	3	—	—	—	8,0	56—58° с. ш., 148—150° в. д.	—	30	СВ
1977	4 III	3	4 III	15	12	9,0	Северные Курильские острова	2,0	35	СВ
1979	20 X	9	21 X	3	18	8,0—10,0	Центральные Курильские острова	—	35	ЮЮВ
1979	8 XI	3	—	—	—	8,0	48—50° с. ш., 148—150° в. д.	5,0	20	СЗ
1980	11 III	9	11 III	15	6	8,0	Центральные Курильские острова	1,5	35—45	ССЗ
1980	9 X	3	—	—	—	8,0	52—54° с. ш., 154—156° в. д.	—	20	З
1980	14 XI	9	15 XI	9	24	9,0	52—54° с. ш., 150—152° в. д.	4,2	17	З
1981	16 III	3	16 III	9	6	8,0	Центр моря	3—5	25	СВ
1981	3 XI	3	3 X	21	18	9,0	Центральные и северные Курильские острова	0—2	30	В
1983	8 I	15	9 I	3	12	8,0—10,0	Все море	0—3	35	ЮВ
1983	14 III	3	15 III	3	24	7,0—8,0	Центральные и северные Курильские острова	0—4	35—40	С
1984	5 II	3	—	—	—	8,0	44—46° с. ш., 148—150° в. д.	6,0	20	СЗ
1985	22 II	15	—	—	—	7,0—8,0	Центральные Курильские острова	0,5	25	ЮВ
1985	14 XI	0	15 XI	6	30	8,0	56—58° с. ш., 150—152° в. д.	—	17	С
1985	29 XI	15	29 XI	21	6	7,0—8,0	Центральные Курильские острова	0—5	15—20	СЗ

берегам Охотского моря проделал циклон, вышедший из районов Северного Казахстана через Сибирь и Байкал. С его приходом 25—27 февраля 1958 г. на юго-западе моря со стороны Тихого океана начал дуть ураганный ветер и появилось опасное волнение. Давление в центре составило 970 гПа.

Следует отметить, что в 1957—1959 гг. активность континентальных циклонов в формировании опасного волнения была повышена и с их влиянием было связано около половины всех ситуаций с этим явлением. В 1957 г. все три случая стихийного волнения связаны с выходом из северо-восточных районов Китая в ноябре—декабре континентальных циклонов. Обычно в теплую половину года континентальные циклоны для Охотского моря опасности не представляют. Наиболее „запоздавшим” можно считать континентальный циклон, вышедший из района Монголии на Охотское море 1—3 мая. В тылу циклона, в районе Южных Курил, в течение полусуток наблюдался штормовой ветер и волнение с высотой волн до 6 м в море и 3—4 м у побережья.

Один из наиболее жестоких штормов, причинивших ущерб народному хозяйству, развился в результате выхода на север Охотского моря 9—10 ноября 1959 г. континентального циклона с бассейна среднего Амура. В Сахалинском заливе сложилась крайне опасная обстановка. В течение 28 ч там бушевал ураганный ветер, скорость которого превысила 40 м/с. Высота волн по судовым данным превысила 5 м. В районе Рыбновска штормовой нагон и подпор уровня были катастрофическими. Общий ущерб по прибрежной зоне Сахалинского залива и зал. Байкал составил 5,5 млн руб.

В северной части моря стихийное волнение развивается преимущественно в ноябре—декабре, когда ледостав еще незначителен. В это время штормы обладают большой продолжительностью. При мером тому может служить штормовой период, наблюдавшийся с 29 ноября по 2 декабря 1966 г. В это время с Японского моря на северо-западную часть Охотского моря перемещался обширный глубокий циклон. Вследствие затока холода на районы При-

морья и адвекции тепла на Охотское море циклон в течение суток (с 3 ч мск 29 ноября до 3 ч мск 30 ноября) интенсивно углублялся, давление в центре упало на 18 гПа. Смещение циклона на северо-запад вызвало ураганные ветры на северном побережье Охотского моря. На ГМС Спафарьева, Завьялова, Ушки с 30 ноября по 1 декабря скорость ветра превышала 40 м/с, а на ГМС Иня достигала 34 м/с. Преобладали ветры восточных румбов, а ночью 1 декабря направление урагана сменилось на южное и юго-западное. Волны перекачивались с южной на северную часть перешейка о. Спафарьева, где расположена производственная часть рыбной базы. Высота волн достигала 10 м. В результате загонали три плашкоута. Большой ущерб причинен рыбокомбинату, подмыт и частично разрушен пирс. Днем 1 декабря циклон стал заполняться, а ветер ослабевать.

30 ноября в районе о. Хонсю на холодном фронте предыдущего циклона образовался волновой циклон с давлением в центре менее 1008 гПа. Циклон перемещался по ведущему потоку, давление в центре быстро падало и достигло 960 гПа. С 23 ч 1 декабря вновь начались ураганные ветры восточных румбов. На ГМС Спафарьева, Ушки, Завьялова, Тайгонос скорость ветра была 40 м/с, в бух. Нагаева порывы ветра достигали 31 м/с. Было выброшено четыре плашкоута, два рыбонасоса. В 13 ч местного времени 2 декабря при восточном ветре скоростью 20 м/с (в порывах 28 м/с), большом приливе, нагоне и большом волнении пос. Иня затопило водой. Высота волн достигала 7 м. Волны поднимались выше морской косы, которая отделяет поселок от моря. Сильным ветром были оборваны электропровода, поселок трое суток оставался без света. Население юго-восточной части поселка было эвакуировано.

В Охотске высота волн достигала 4—6 м. Волны переклещивали косу в районе Морского и Кухтуйского цехов Охотского рыбозавода. Общий ущерб оценен более чем в 1,5 млн руб.

Стихийное волнение, когда высоты волн достигали по судовым донесениям 9—10 м, наблюдалось 28 февраля 1972 г. при прохождении двухцентрового циклона. Один центр образовался у точки окклюзии над Кореей, другой располагался над югом Японии. Циклон смещался с двумя центрами на северо-северо-восток. На восточной периферии скорости ветра юго-восточного направления составляли 28—35 м/с, превышая в порывах 40 м/с. Максимальная длина разгона составила 390 км, а градиент давления 6,2 гПа/1° широты.

Следует отметить, что в 1977 г. опасное волнение развивалось в основном, в отличие от других лет, не в тыловой части циклонов, а на периферии, не достигая значения стихийного. Стихийное волнение наблюдается только в период с ноября по март, причем штормы 24 марта и 29 ноября имели свои специфические особенности. 24 марта увеличение высот ветровых волн до 6 м в районе Центральных Курил осуществилось в результате увеличения барических градиентов при быстром смещении на северо-восток глубокой ложбины и блокирующего действия стационарирующего антициклона. Ложбина сформировалась 23 марта, ось ее располагалась над Приморским краем и центральной частью Японского моря. За сутки ложбина быстро сместилась на восток и 24 марта в 15 ч мск находилась уже над районами о. Сахалин и Курильских островов. Бло-

кирующее действие области высокого давления привело к росту барических градиентов до 6,3 гПа/1° широты и увеличению скорости юго-восточного ветра до 20—25 м/с продолжительностью до полусуток. Максимальная длина разгона составила 500 км, высота волн — 6 м.

29 ноября над п-овом Камчатка и прилегающей акваторией располагался мощный антициклон, препятствующий смещению циклонов в северо-восточном направлении. Циклон, находившийся в Тихом океане, с давлением в центре 1010 гПа, слабо углубляясь, смещался на север со скоростью 40 км/ч. 30 ноября в 3 ч мск он находился на севере Курильских островов. Увеличение градиента давления до 6,2 гПа/1° широты за счет блокирующего влияния антициклона привело к усилению юго-восточного ветра до 25 м/с. Это привело к формированию опасного волнения продолжительностью 12 ч. Стадии стихийного в том и другом случае волнение не достигло.

Осенью и зимой в Японском море очень интенсивен процесс циклогенеза и часто циклоны, зарождающиеся здесь, выходят в Охотское море. Некоторые из них бывают столь интенсивны, что вызывают стихийное и опасное волнение. Характерным примером может служить циклон, который зародился в южной части Японского моря у восточного побережья о. Хоккайдо. В его ложбине у Тихоокеанского побережья о. Хоккайдо возник частный циклон. 15 марта 1981 г. циклоны объединились, давление в центре понизилось до 950 гПа. В районе о. Симушир скорость ветра достигла 50 м/с. В районе Центральных Курил в течение 6 ч наблюдалось стихийное волнение с высотой волн 8 м. Развитию этого явления в западной и юго-западной частях Охотского моря препятствовал лед. Зона стихийного волнения возникла в тылу циклона, вблизи центра. Подобным же образом развивалось волнение 14—15 марта 1973 г. В результате продолжительность шторма составила 24 ч, высота волн достигала 10 м в районе Центральных Курил при северном и северо-восточном ветре скоростью 30 м/с.

Кроме япономорского, существуют другие очаги циклогенеза, под влиянием которых находится Охотское море. Это Желтое и Восточно-Китайское моря и юго-западная часть Тихого океана. В холодную половину года тихоокеанский очаг циклогенеза располагается вблизи Японии и о. Хоккайдо. В теплую половину года наиболее опасны циклоны, выходящие на Охотское море, которые зарождаются в тропической части Тихого океана. Последние выделяются в особую разновидность — тропические циклоны (тайфуны).

#### 8.4.4. Ветро-волновые характеристики при наиболее опасных тайфунах

Как следует из табл. 8.18, тропические циклоны (тайфуны) — явление для Охотского моря довольно частое. Они выходят сюда в мае—октябре, но достаточной интенсивностью для развития стихийного волнения могут обладать только в августе—октябре. Наиболее часто они выходят на акваторию моря уже трансформированными и здесь заполняются. Тайфуны обладают существенными особенностями и при изучении барических образований выделяются в самостоятельное явление.

Таблица 8.18

Число тайфунов, вышедших на Охотское море за 1958—1980 гг.

Год	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Сумма за год
1958	1	—	—	—	1	—	2
1959	—	—	—	—	1	—	1
1960	—	—	1	1	1	—	3
1961	1	—	1	—	1	1	4
1962	—	—	2	—	—	—	2
1963	—	1	1	—	—	—	2
1965	—	—	1	—	2	—	3
1967	—	—	1	—	—	—	1
1968	—	—	—	1	1	—	2
1970	—	—	—	2	—	—	2
1971	—	—	1	—	—	—	1
1972	—	—	—	1	—	1	2
1975	—	—	—	1	1	—	2
1977	—	—	—	1	—	—	1
1978	—	—	1	—	—	—	1
1979	—	—	—	1	—	1	2
1980	—	—	—	—	1	—	1

Примечание. В январе—апреле, ноябре и декабре выходов тайфунов не наблюдалось; пропущены годы без тайфунов.

Тайфун — это глубокий циклонический вихрь большой интенсивности и малого диаметра, без фронтальной системы, значительно меньше циклонов умеренных широт. Средний диаметр интенсивного тайфуна составляет 500—600 км, диаметр „глаза бури” — 40—50 км. Для волн, образованных полем ветра тайфуна, характерно большое разнообразие высот, периодов и направлений распространения. В центральной области тайфуна вследствие интерференции различных систем волн наблюдается толчея. Наиболее опасные высоты волн, по мнению некоторых исследователей [26], образуются в правой по отношению к траектории движения тайфуна половине шторма, где направление ветра совпадает с направлением перемещения. Существенно неоднородное и нестационарное поле ветра в тайфунах требует создания специальных методов расчета ветровых волн и зыби. При этом возникают дополнительные сложности, связанные с недостаточной изученностью процессов энерго-, тепло- и влагообмена атмосферы и океана при больших скоростях ветра. Для адаптации имеющихся расчетных методов применительно к региональным особенностям Охотского моря необходимы инструментальные измерения, которые до настоящего времени не проводились.

Наиболее подвержена опасному воздействию тайфунов западная и южная части моря. В октябре обычно

тайфуны выходят только в южную часть моря, перемещаясь вдоль Курил.

Тайфун Нэнси образовался южнее 30° с. ш. Выйдя 17 сентября 1961 г. в район о. Хоккайдо, он начал оказывать влияние на Охотское море. Имея форму почти правильной окружности, вышел на зал. Терпения. В это время над Охотским морем было малоградиентное поле, при выходе через прол. Лаперуза тайфун углубился на 15 гПа и увеличил скорость перемещения с 40 до 60—70 км/ч. Под действием ураганных ветров через 12 ч после выхода тайфуна в западной части Охотского моря сформировалась область стихийного волнения. Ураганные ветры северо-западного направления достигали скорости 35—40 м/с при длине разгона 200—400 км. Высота волн по судовым донесениям достигла 8 м. Большая скорость перемещения тайфуна помешала более интенсивному развитию волнения. Из зал. Терпения тайфун смещался в широтном направлении вдоль 55-й параллели. Продолжительность стихийного волнения составила 6 ч.

Поле атмосферного давления, траектория смещения и поле волн тайфуна, рассчитанное Ю. И. Бубликовой [2], представлены соответственно на рис. 8.17—8.19. Значения высот волн, очевидно, занижены.

Тайфун Трикс зародился 11 сентября 1965 г. в тропических широтах северо-западной части Тихого океана. К этому времени у восточных берегов Японии располагался гребень тихоокеанского анти-

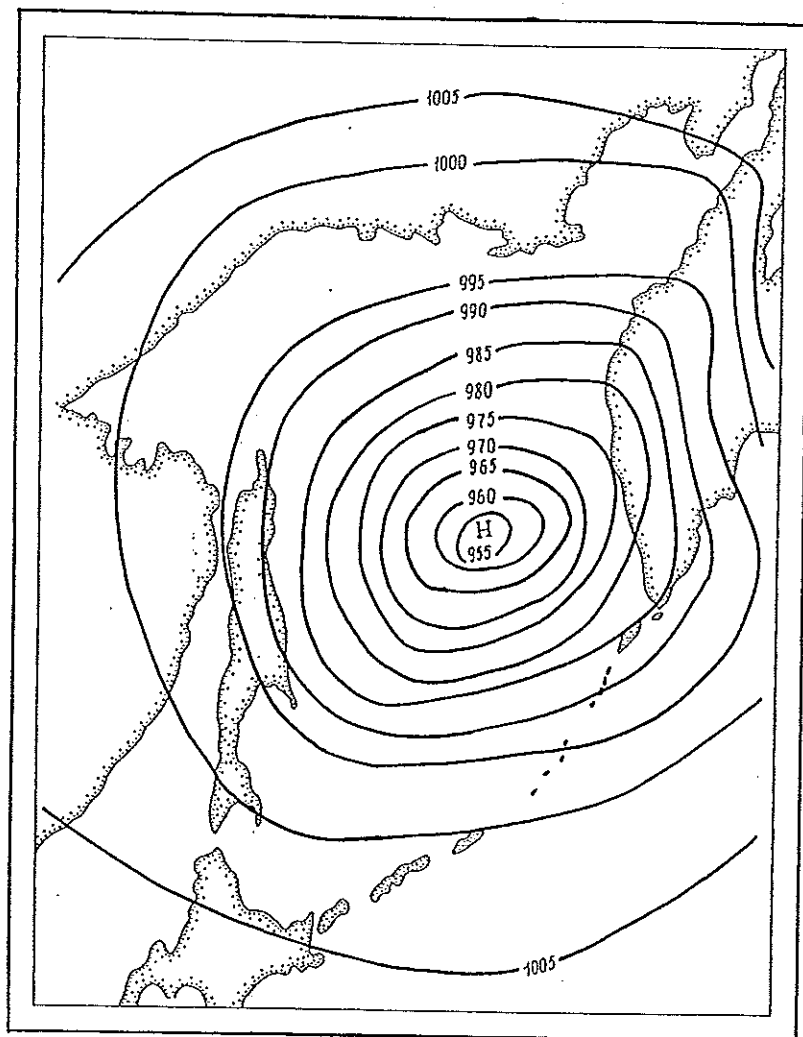
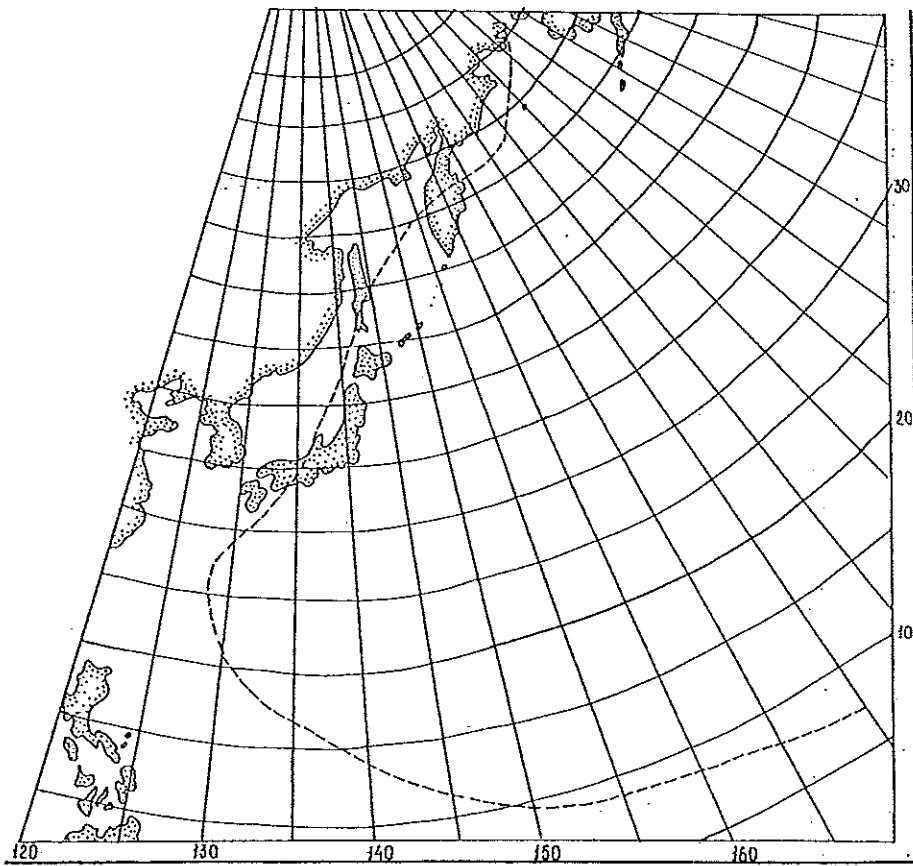


Рис. 8.17. Поле приземного давления 17 сентября 1961 г.



лубляясь, тайфун смещался на север со скоростью 25 км/ч. 5 августа скорость перемещения тайфуна увеличилась до 30—35 км/ч и изменилось направление его смещения — он стал двигаться на северо-северо-запад. В ночь с 5 на 6 августа 1981 г. у побережья зал. Терпения, в районе Макарова, отмечалось стихийное волнение и продолжалось в течение всего дня 6 августа. При северо-восточном ветре скоростью 11 м/с (в порывах до 23 м/с) тайфун нанес материальный ущерб предприятиям, расположенным на берегу зал. Терпения, на общую сумму 2,5 млн руб.

3 октября этого же года при выходе тайфуна Эльза при восточном ветре скоростью более 40 м/с в районе Северных Курил высота волн

Рис. 8.18. Траектория перемещения тайфуна (17 сентября 1961 г. он прошел через Охотское море).

циклона, который прослеживался до больших высот (3—4 км). Над Охотским морем проходила фронтальная зона. Регенерация тайфуна на полярном фронте привела к резкому увеличению скорости его смещения. Перемещаясь вдоль восточного побережья Японских островов, он прошел за сутки 1800—1900 км и к утру 18 сентября был на широте прол. Цугару. К этому времени над Благовещенском образовался высотный циклон, смещающийся к востоку, а высотный центр самого тайфуна превратился в его ложбину. Термическая ложбина над Китаем и Кореей сохранялась, а над Охотским морем с юга вырос мощный гребень тепла. Тайфун продолжал смещаться через южные Курилы в Охотское море, причем траектория его приобрела более северную составляющую, так как тайфун попал под влияние высотного циклона, сместившегося на Хабаровский край. К утру 19 сентября циклон сместился в центральную часть Охотского моря, совместился с тайфуном, постоял здесь около суток и начал медленно смещаться на восток и заполняться, а 22 сентября через северные Курильские острова медленно ушел в Тихий океан. В результате в течение суток 18—19 сентября в северо-западной части Охотского моря скорости ветра достигали 25—30 м/с, а высоты волн — 6—7 м.

Утром 19 сентября в районе пос. Ноглики затонуло японское судно „Контей Мару”. Судно и экипаж погибли. Общий убыток по Сахалинской области составил 12 млн руб.

Тайфун Филлипс возник в Тихом океане 2 августа 1981 г. и в начальной стадии представлял один из центров тропической депрессии с давлением 995 гПа. Регенерация тайфуна осуществлялась в период прохождения над о. Сахалин глубокого циклона. Уг-

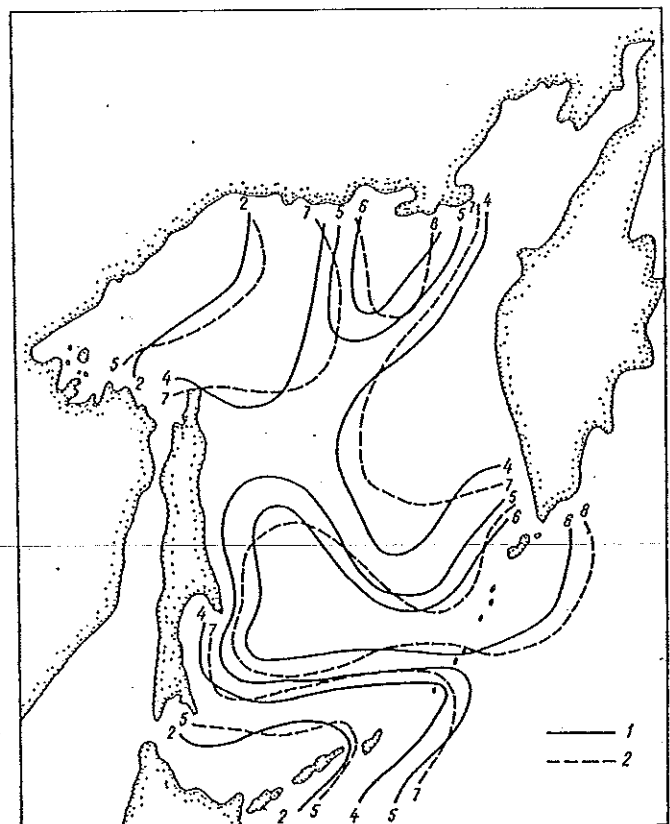


Рис. 8.19. Поле волн в тайфуне 17 сентября 1961 г. 1 — средняя высота волн, м; 2 — средний период волн, с.

по судовым донесениям составила 9 м, а в районе Центральных Курил при северо-западном ветре скоростью 40 м/с (в порывах до 50 м/с) — 8,5 м. Тайфун перемещался по акватории Охотского моря со скоростью 90 км/ч. Глубина в центре циклона 955 гПа. Продолжительность стихийного волнения составила 12 ч.

Тайфун Эльза смещался с северо-западной части Тихого океана и к утру 1 октября приблизился к восточному побережью Японии. Это был один из самых глубоких тайфунов (900 гПа), в точке 25° с. ш., 133° в. д. давление составляло 925 гПа. Вследствие больших барических градиентов отмечались ураганные ветры в зоне 1200 км от центра. Смещение шло на северо-восток с увеличивающейся скоростью. Над северной частью Японского моря и Курильскими островами высотные потоки (АТ<sub>500</sub>) были направлены с юго-запада на северо-восток. Аналогичную ориентировку имела и ось струйного течения. В северо-западной части Охотского моря на высотах располагался очаг холода и тайфун имел условие к заполнению, что и осуществлялось в течение двух суток. Повторная регенерация тайфуна произошла в ночь с 2 на 3 октября. На картах барической топографии за 3 ч мск имелись следующие особенности:

- 1) развитие тайфуна на высотах;
- 2) направление высотных потоков в передней части тайфуна с юга на север;
- 3) холодный воздух с севера Охотского моря стал проникать в тыл тайфуна;
- 4) резко изменилось направление оси струйного течения, направленность потоков уменьшилась с юга на север.

Тайфун стал сильно углубляться и изменил свою траекторию. Падение давления в передней части составило 15—30 гПа/3 ч. В течение суток с 0 ч 3 октября ураганные ветры скоростью более 40 м/с охватывали площадь более 1000 км.

Этот далеко не полный перечень все же дает представление об огромной опасности штормового волнения при выходе тайфунов на акваторию Охотского моря. Следует отметить, что приведенные выше сведения об опасном и стихийном волнении неполны по той причине, что не всегда имеются судовые донесения из самого штормового сектора моря. Можно предположить развитие опасного волнения еще в десятке штормов. Так, не попал в табл. 8.17 шторм 10—12 ноября 1968 г., о котором не имелось судовых донесений. Но имеются сообщения о разрушениях в прибрежной зоне, принесших ущерб на сумму 1,5 млн руб. Исходя из этой информации и предположения автора [12, 14], что это был один из наиболее жестоких штормов, выполнен расчет полей ветра и волн в нем. По результатам расчета этот шторм можно отнести к экстремальным.

#### 8.4.5. Шторм редкой повторяемости

В морской гидротехнике существует понятие о расчетном шторме. Это такая фактически наблюдавшаяся (или рассчитанная) анемобарическая ситуация, которую используют для расчета максимальных подъемов уровня, возможных на данном море.

Жестокий шторм характеризуется силой ветра, высотой волн, продолжительностью процесса и размерами акватории, охваченной штормом.

В работах [12, 14] описана анемобарическая ситуация одного из сильнейших штормов за 1950—1960 гг. на Охотском море. Автор этих работ считает, что анемобарические условия, способствующие развитию исключительно сильного волнения, необычному подъему уровня и других опасных явлений, возникают при генерации так называемых вторичных циклонов. В этих случаях вследствие выпрямления изобар, оконтуривающих вторичный и центральный циклоны, поперечно-однородный ветровой поток с ураганными скоростями может охватить всю акваторию моря. Такие штормы приводят к особенно большим повреждениям или полному разрушению сооружений.

В качестве примера [12, 14] описан шторм 10—12 ноября 1969 г., который был обусловлен развитием над Охотским морем вторичного циклона. В результате этого шторма высоты волн 5 %-ной обеспеченности достигали вблизи пос. Охотск 7,5 м, а в районе пос. Центральный — 8 м. Подъем уровня моря превысил максимальную величину прилива за 2—3 ч до наступления полной воды и составил около 2 м. В лагуне р. Кухтуй к 12 ч 50 мин подъем уровня был выше приливного на 124 см. Одновременно с развитием жестокого волнения началось затопление улиц пос. Иня. В пос. Хариузовка была разбита электростанция. Разрушение построек наблюдалось также в поселках Ульбея, Охотск, Воскрецово, Центральный, Улья.

Как считается в [14], жестокое волнение у северного побережья пельфа Охотского моря оказалось близко к предельно возможному. На основе этих сведений и архива синоптических карт в данной работе были рассчитаны поля ветра и волн для пяти синоптических сроков.

Для определения стратификации атмосферы использованы данные о разности температур воды и воздуха на 12 станциях (табл. 8.19).

Таблица 8.19

Разность температур воды и воздуха, °С

Станция	Дата и срок				
	10 XI, 18 ч	10 XI, 0 ч	11 XI, 12 ч	11 XI, 18 ч	12 XI, 0 ч
Мыс Крильон	0,5	2,1	2,8	0,8	0,3
Корсаков	3,4	3,8	5,3	5,3	3,7
Взморье	3,2	5,1	5,1	3,1	3,9
Мыс Терпения	-0,2	1,2	4,2	2,1	2,7
Аян	0,4	0,2	2,1	2,6	0,6
Охотск	4,6	-1,8	1,4	-1,7	-0,4
Ушки	6,5	3,3	1,3	1,8	1,4
Ямск	0,9	1,3	1,5	1,9	2,0
Ича	-0,2	1,3	-0,4	-1,4	-0,6
Усть-Большерецк	4,8	0,9	0,6	0,5	1,7
Озерная	-1,0	1,0	0,0	1,2	0,6
Курильск	1,1	2,1	1,7	2,8	2,6

Расчет полей волн проводился для глубокой воды и сложных условий волнообразования (скорость и направление ветра на разгоне переменны, сложный контур берега). Расчеты выполнены согласно методическим указаниям [22].

В течение двух дней, предшествующих шторму, обширный и глубокий циклон смещался из Хабаровского края в район Шантарских островов с одновременным оформлением на его южной периферии

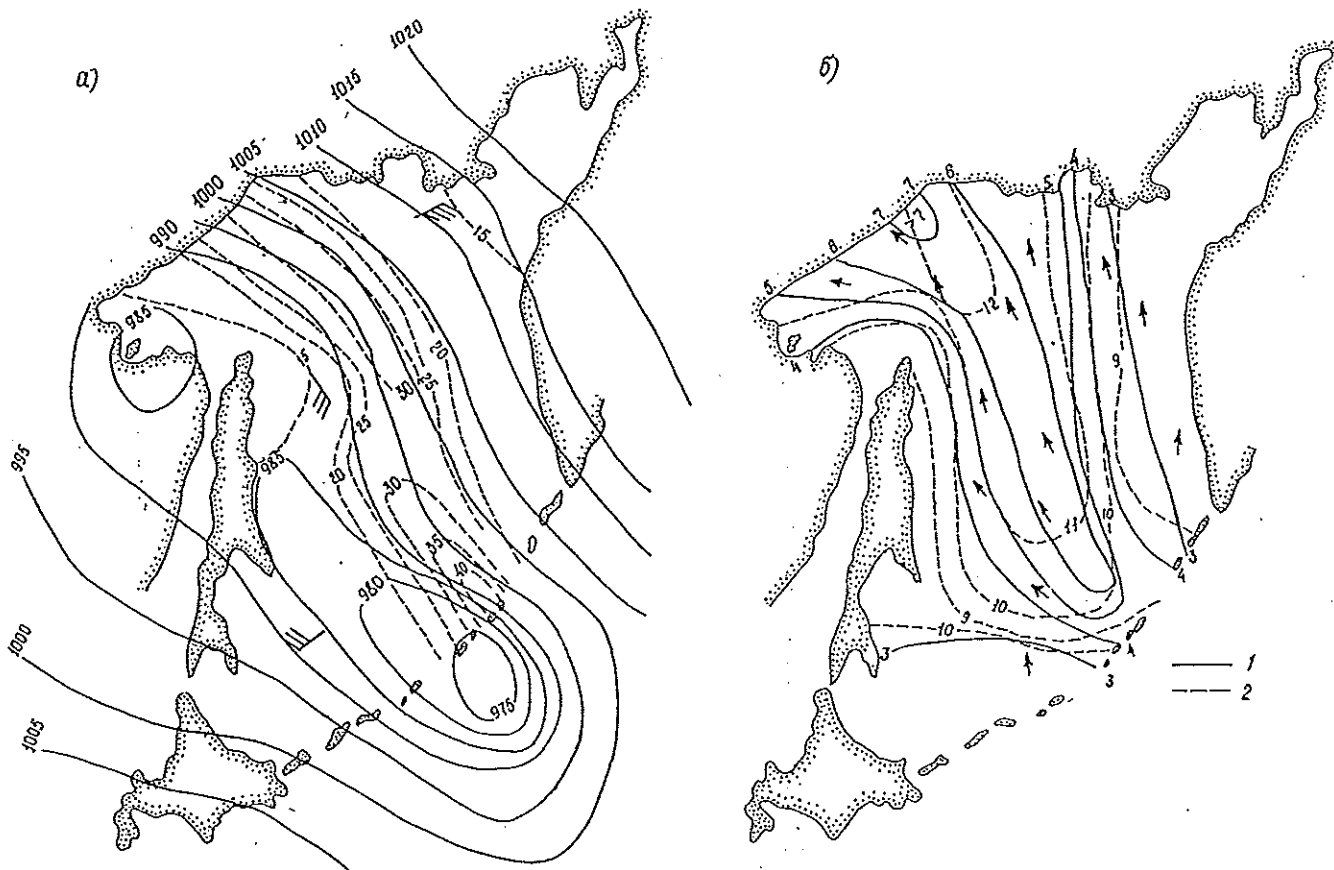


Рис. 8.20. Поле приземного давления (а) и поле волн (б) 11 ноября 1962 г.

1 — средняя высота волн, м; 2 — средний период волн, с.  
Стрелками показано направление распространения волнения.

вторичного циклона. Достигнув Шантарских островов, циклон соединился с располагающейся здесь ранее депрессией и углубился до 980 гПа, в течение 1,5 сут он оставался стационарным.

Вторичный циклон начал быстро перемещаться из юго-восточного района о. Сахалин на северо-запад Охотского моря.

11 ноября к 0 ч мск (рис. 8.20) изобары, оконтуривающие оба циклона (вторичный и центральный), создали однородный поток юго-восточного направления с расчетными скоростями ветра 25—40 м/с. В результате этого было сформировано поле волн вдоль всего моря от Курил к северо-западному побережью моря с высотами более 6 м (рис. 8.21).

Около суток в северо-западной части моря сохранялись волны с высотами более 5 м. Самые высокие волны оказались в северной части моря 11 ноября в 0 ч мск. В районе ГМС Охотск и Ушки средние высоты волн достигали 7,2 м. Следовательно, максимальная высота волн в этом районе могла быть 23 м. Рассчитанные ранее значения максимальных высот индивидуальных волн для данного района составляют 1 раз в 100 лет 19 м с доверительными пределами 17 и 23 м [30].

Таким образом, в данном шторме создались условия для возникновения предельно возможной для северной части Охотского моря высоты волн 23 м. Остается открытым вопрос о возможности еще более жестокого шторма.

В этом же шторме в районе Курильских островов максимально возможная высота волн в 19 м не вышла за пределы верхней границы доверительного интервала, рассчитанного ранее по режимным функциям [30].

Таким образом, при освещении волнового климата необходимо обращать внимание на особо редкие случаи жестоких штормов. Наибольший ущерб наносят такие штормы в прибрежной зоне. Для юго-западной части моря имеются сведения о некоторых из них.

#### 8.4.6. Опасное волнение в прибрежной зоне юго-западной части моря

Согласно вышеизложенным критериям опасного и стихийного волнения, для каждой гидромет-

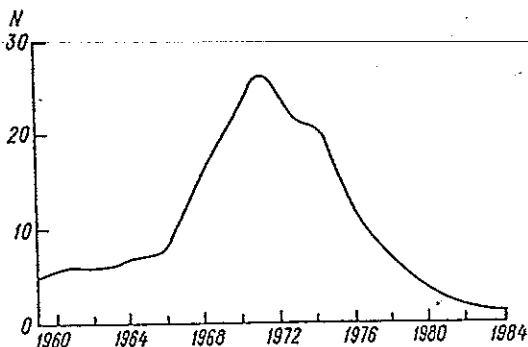


Рис. 8.21. Повторяемость опасного волнения в юго-западной части Охотского моря.  
N — число случаев (по скользящим пятилетиям).

Критерии стихийного и опасного волнения на прибрежных ГМС

Станция	$h_3 \%$ м		Станция	$h_3 \%$ м	
	СГЯ	ОЯ		СГЯ	ОЯ
Симушир	6,0 и более	4,0—5,9	Поронайск	4,0 и более	2,0—3,9
Курильск	6,0 и более	4,0—5,9	Мыс Терпения	6,0 и более	4,0—5,9
Кириллово	4,0 и более	2,0—3,9	Комрво	4,0 и более	2,0—3,9
Корсаков	4,0 и более	2,0—3,9	Одопту	6,0 и более	4,0—5,9
Взморье	4,0 и более	2,0—3,9	Москальво	4,0 и более	2,0—3,9

станции определены соответствующие высоты волн. В табл. 8.20 приведены такие сведения.

Следует отметить, что до 1977 г. волномеров-перспектометров на станциях было вдвое больше, чем в настоящее время. Вызывает сомнение закрытие некоторых станций ввиду их нерепрезентативности. Таким примером может быть закрытие ГМС Мыс Елизаветы. Как свидетельствуют материалы наблюдений за волнением, на этой станции (1956—1978 гг.) зафиксирована наибольшая высота волн из измеренных на западном побережье Охотского моря, прилегающего к о. Сахалин. В октябре 1957 г. она составила 9 м. И в другие годы здесь фиксировались волны высотой более 8 м. Станция была оснащена волномером-перспектометром. В 1979 г. она закрыта из-за нерепрезентативности.

Наиболее часты сведения о разрушениях, причиняемых ветровым волнением в зал. Анива, где основным объектом воздействия волн является порт Корсаков. Ниже приведено несколько примеров.

26 апреля 1964 г. с Японского моря в зал. Терпения вышел циклон с давлением в центре 980 гПа. При прохождении циклона в зал. Анива наблюдался ветер со скоростями до 40 м/с сначала южного, а затем юго-западного направления. На ГМС Корсаков скорость ветра была ниже — 24 м/с (порывы до 30 м/с). Наблюдений за волнением нет, прогнозами высота волны 3 %-й обеспеченности оценена в 3,0—3,5 м, максимальный разгон — около 100 км. Волнение пришло на глубокую воду. Максимальная высота взбросов составила 15 м. Волны попадали на северный пирс. Волнение наблюдалось на территории самого порта. Произошел смыв грузов, поврежден ковш, затоплены помещения управления порта и столовой. Выброшено три плашкоута. Поврежден участок пирса. Убытки оценены в 100 тыс. руб.

1 октября 1969 г. на юге Японского моря образовался циклон с давлением в центре 1002 гПа. Циклон начал быстро смещаться на северо-восток со скоростью 60 км/ч. По мере смещения над экваторией заливов Анива и Терпения наблюдалось усиление ветра и смена его направления от востока к западу. Штормовые юго-западные ветры (до 30 м/с) обусловили возникновение стихийного волнения в заливах.

В зал. Анива юго-восточные, южные, а затем юго-западные ветры создали нагон вод в вершину залива. Высота волн достигала 3—4 м (ориентировочная оценка), высота взбросов при ударе о причалы — 8—12 м. Максимальная высота нагона достигла 40 см. Сочетание всех возникших при прохождении циклона явлений создало самые неблагоприятные условия для порта Корсаков. Территория северного района порта была залита водой, в результате чего порт понес большие убытки. Сумма не оценена.

1 ноября 1974 г. штормовая обстановка в зал. Анива была обусловлена прохождением над южными районами о. Сахалин глубокого циклона. Ветер внезапно усилился до 30 м/с. Направление ветра в течение 13 ч было юго-западное. Следует отметить исключительно ровный характер ветра как по силе, так и по направлению. Высота волн при ветровом

волнении превысила 3 м. Сочетание ветрового волнения, батистрофического подъема уровня, совпавшего с высокой водой, обусловило заливание пирсов в порту Корсаков. Большой ущерб причинен нефтебазе, где волнением разрушена бетонная берегоукрепительная стена. Смыты строительные материалы. Затоплены электростанция и котельная. Убытки по порту составили 250 тыс. руб., по нефтебазе — 500 тыс. руб. Сюда же следует отнести разрушения 22 октября 1976 г. в порту Корсаков на сумму 75 тыс. руб., в декабре 1978 г. — на сумму 150 тыс. руб., в декабре 1984 г. — на сумму 200 тыс. руб. Следует отметить, что во время шторма 24 декабря 1984 г. высота слоя воды на пирсе в порту Корсаков была, судя по отметкам портовых сооружений, 1,2 м.

Все случаи развития стихийного волнения в зал. Анива, принесшие народнохозяйственный ущерб в порту Корсаков более чем на 1 млн руб. за 20 лет, произошли при южных румбах ветра. С мая по сентябрь стихийного волнения в зал. Анива не наблюдалось.

В прибрежной зоне зал. Терпения стихийное волнение тоже нередко. 30—31 декабря 1962 г. при штормовом ветре, не утихавшем более 2 сут и имевшем скорость 20—25 м/с при южных румбах (юго-восток и юго-запад), возникло стихийное волнение. На берег выброшены два плашкоута с лесом. Нанесен ущерб. 13—15 декабря 1957 г. в заливах Анива и Терпения в результате выхода с Китая быстро смещающегося циклона с давлением в центре 980 гПа развилось волнение с высотами волн 4—5 м (по судовым данным). Нанесен ущерб. На берег выброшено несколько судов.

Что касается стихийного волнения в Сахалинском заливе, то об этом частично упоминалось в данной работе. Но нередко оно развивается здесь и при выходе глубоких циклонов из Японского моря в Охотское через Татарский пролив. Все случаи стихийного волнения в Сахалинском заливе приходятся на осень (с сентября по ноябрь).

Сведения об опасном и стихийном волнении для юго-западной части моря наиболее полны. За 30-летний период (1957—1986 гг.) зарегистрировано около 300 таких случаев.

Межгодовая изменчивость штормовых ситуаций, формирующих в юго-западной части Охотского моря поле волн с высотами более 6 м, чрезвычайно велика. Как видно из рис. 8.21, число их может меняться от 20—25 случаев в год до полного отсутствия в отдельные годы.

В среднем можно считать нормой около 9 случаев опасного штормового волнения. Всплеск активности приходится на 1968—1976 гг., когда норма была превышена в 2—3 раза в течение 9-летнего периода.

Все вышеизложенное дает представление о том, какой ущерб приносит разрушительная деятельность волн в юго-западной части моря. Сильное волнение затрудняет работу судов рыбной промышленности и морского флота, осложняет проведение погрузочно-разгрузочных работ, создает угрозу для безопасности мореплавания. Это относится в равной степени ко всей акватории моря. Приведенные сведения о случаях опасного волнения носят общий, оценочный характер с перспективой на дальнейшую типизацию и детализацию. Вызывает большую тревогу отсутствие волнографных наблюдений. Предполагающаяся добыча нефти и газа при недостаточной изученности процессов ветрового волнения в сложных условиях Охотского моря может нанести непоправимый экологический ущерб.

## 8.5. Наблюдения за ветром и волнами на береговых станциях

Наиболее подробный анализ ветровых условий побережья Охотского моря приведен в работе [13]. Береговая линия Охотского моря в ряде мест сильно изрезана, имеется много заливов, из которых самыми большими являются на северо-востоке зал. Шелихова, на юго-западе — заливы Терпения и Анива и на западе — Сахалинский и Удский заливы. Кроме того, большую роль в формировании ветрового режима играют горные хребты (их ориентация), а также речные долины и низменности.

Распределение ветра различных направлений, связанное с сезонной сменой барических образований, в значительной степени нарушается влиянием орографии. Наличие крупных препятствий или защищенность флюгера со стороны преобладающего для данного района ветра может способствовать уменьшению повторяемости ветров, в сторону которых горизонт открыт. Степень открытости определяется по классификации Милевского. Принцип классификации изложен во всех справочниках по климату.

Наиболее полное представление о репрезентативности станции для отображения ветровых условий можно получить из описания ее положения.

Несмотря на сравнительно неплохую метеорологическую оснащенность побережья Охотского моря, составить представление о климатически однородных характеристиках трудно из-за частого прекращения наблюдений либо переноса станций. В данной работе приведены сведения о наиболее долго действующих станциях, на которых наблюдения за волнением более качественны и стабильны, хотя до сих пор не во всех описаниях станций содержатся сведения о глубине места наблюдения за волнением.

### 8.5.1. Наблюдения за волнами

На ГМС Симушир наблюдения производятся с 1954 г., по волномеру-перспектометру — в 1954—1978 гг. С 1979 г. наблюдения визуальные. Станция расположена в юго-западной части о. Симушир на побережье зал. Мильна. Остров горист, береговая черта ровная, уклон дна незначителен, 10-метровая изобата проходит в 400 м от берега. Свободный под-

ход волн от запада через север до северо-северо-востока.

На ГМС Курильск наблюдения проводятся с 1951 г. Волномер установлен с 1967 г. Глубина в месте определения элементов волн 5—10 м. Сектор обзора от юго-запада через запад до северо-запада.

На ГМС Корсаков наблюдения ведутся с 1951 г., исключая 1961, 1970, 1972 и 1976 гг. В связи с малыми размерами зал. Анива и относительно малыми глубинами высоты волн невелики: даже в период исключительно жестоких штормов они не превышают 4 м. Максимальное волнение развивается при южных, юго-западных и, частично, западных ветрах. При ветрах закрытых румбов от севера до юго-востока через восток волнение не более 0,5—0,75 м. Сектор обзора от юга через юго-запад до северо-запада. С 1953 по 1977 г. наблюдения велись по волномеру-перспектометру, в настоящее время — визуально.

На ГМС Взморье наблюдения ведутся с 1954 г., исключая 1969, 1970, 1977 гг. В 1983 г. установлен волномер. В связи с тем что прибрежная полоса района представляет мелководную прибойную зону, наблюдения за высотами волн не отражают режим открытой части. Глубина моря в месте измерения 6—7 м. Сектор свободного подхода от севера через восток до юга. Преобладают волны от северо-востока и юго-востока. В осенние месяцы увеличивается повторяемость волнения от юго-запада, запада и северо-запада, но высоты волн по этим направлениям не превышают 1 м, так как волна развивается от берега. Максимальное волнение (с высотой волн 5—6 м) может наблюдаться в сентябре и октябре и обусловлено прохождением тайфунов.

На ГМС Макаров наблюдения производятся с 1959 г., исключая 1971—1976 гг. Высота пункта наблюдения 38,6 м над уровнем моря. Сектор свободного подхода волн от северо-северо-востока через восток до юго-юго-запада. Преобладает волнение юго-восточных румбов. Жестокие штормы характерны для сентября—октября, частично мая и ноября. Преобладающие направления для жестокого волнения — северо-восточное, восточное и юго-восточное. Наблюдения визуальные.

На ГМС Поронайск наблюдения ведутся с 1952 г., исключая 1954—1956, 1958, 1964 и 1971 гг. Береговая черта ориентирована с юго-запада на северо-восток, сектор обзора от северо-востока до юго-запада через юг. Глубина в прибрежной зоне залива невелика, 2-метровая изобата идет параллельно береговой черте на расстоянии 300—350 м, 5-метровая — на расстоянии 800 м. Волны в месте наблюдения деформированы, характерны только для прибрежной полосы. Преобладает волнение южных и юго-восточных направлений. Максимальное волнение развивается в сентябре—ноябре и весной, высоты волн не превышают 4 м. Наблюдения визуальные.

На ГМС Мыс Терпения наблюдения проводятся с 1951 г., исключая 1971 и 1976 гг. С 1960 по 1977 г. элементы волн наблюдались по волномеру-перспектометру, затем — визуально. Сектор свободного подхода волн от северо-северо-запада до юго-юго-востока через восток. Наиболее сильное волнение распространяется от северо-востока, востока и юго-востока. Большую повторяемость имеют волны зыби, приходящие из центральных районов моря. Максимальные наблюдаемые высоты волн 7—8 м.

Волны от северо-запада и запада при любой силе ветра имеют небольшую высоту.

На ГМС Комрво наблюдения проводятся с 1962 г. по волномеру-перспектометру, перерыв в наблюдениях был в 1976 г. Береговая линия ровная, берег приглубый, на расстоянии 10 м от берега глубина 3 м, 20-метровая изобата в 5 км от берега. Вследствие открытого приглубого берега часто наблюдается прибой от волн зыби, приходящих из центральных районов Охотского моря. Свободный подход от севера до юго-юго-востока через восток. Максимальные высоты воды чаще всего наблюдаются в ноябре и могут незначительно превысить 4 м.

На ГМС Одопту наблюдения за волнением ведутся с 1973 г., исключая 1978 и 1979 гг. Сектор свободного подхода волн от северо-северо-запада до юго-юго-востока через восток. Наиболее сильное волнение распространяется от северо-востока, востока и юго-востока. Большую повторяемость имеют волны зыби, приходящие из центральных и южных районов моря. Максимальные наблюдаемые высоты волн 6—7 м. Повторяемость штормового волнения силой 4 балла и более в начале лета и осенью в среднем составляет 40 %. В ноябре 1976 г. во время шторма происходило разрушение берегов. В районе станции берега были разрушены до 20 м. Донесения и описания СГЯ на это явление не было. Наблюдения ведутся по волномеру-перспектометру в летний, весенний и осенний периоды.

На ГМС Рыбновск наблюдения за волнением ведутся с 1951 г., исключая 1971 и 1976 гг. Прибрежная полоса отмеляя, глубины небольшие, 2-метровая изобата проходит на расстоянии 1,5 км от берега. Высоты волн определяются на расстоянии 300—400 м от береговой черты. Сектор свободного подхода волн к берегу от юго-запада до северо-запада через запад. Наблюдения визуальные.

Гидрометстанция Охотск расположена на Тунгусской косе. Береговая черта Тунгусской косы, прикрывающей вход в Кухуйский лиман с юга, имеет генеральное направление восток—запад. Берег не изрезан, пологий с приливо-отливной осушкой порядка 20—30 м. В районе ГМС преобладает зыбь. В летний период наиболее часто волнение южной четверти (85—90 %). В осенний период в связи с перестройкой барических полей увеличивается повторяемость волнения северной четверти (40—50 %). В течение всего летнего периода преобладает волнение силой 1—3 балла (82—90 %). Осенние месяцы характеризуются увеличением повторяемости сильного волнения (20 %). Наблюденные максимальные высоты волн в летний период 2,5—3,5 м, осенью увеличиваются до 5—6 м. 8 октября 1970 г. пункт наблюдения за волнением перенесен на 1,5 км к востоку от прежнего. Наблюдения визуальные. Горизонт открыт от востока до западо-юго-запада через юг.

Гидрометстанция Тайгонос расположена на восточном побережье п-ова Тайгонос Пенжинской губы зал. Шелихова в 1,7 км к югу от м. Входной Левый. Бухта вытянута в меридиональном направлении и вдаётся в полуостров на 7 км. Она окружена со всех сторон скалистыми берегами. Место наблюдения за волнением расположено на обрывистом берегу в 90 км к востоку от метеоплощадки и в 20—80 м от уреза воды (в зависимости от фазы прилива). Глубина в месте наблюдений 7 м. Сектор обзора с северо-востока до юго-востока через восток. На-

правление волнения в месте наблюдения искажено вследствие рефракции волн (восточное направление наблюдается у берегов как северо-восточное). Наблюдения визуальные.

Гидрометстанция Ямск (Брохово) расположена на Ямской косе в юго-западной части зал. Шелихова. Береговая черта косы совершенно не изрезана. Южная часть косы подвержена непрерывным изменениям под действием волновых процессов. Глубины вдоль Ямской косы довольно значительные. В летний период преобладает волнение силой до 3 баллов, среднее число дней с волнением более 4 баллов составляет 4—6. Максимальные высоты волн до 3,5 м. Осенние месяцы (сентябрь—ноябрь), как и по другим районам Охотского моря, являются наиболее штормовыми. В месяц может быть от 9 до 14 сут с высотами волн до 6 м. Сектор свободного обзора от северо-северо-запада до юго-юго-востока через восток. Наблюдения производятся визуально. Глубина в месте наблюдения 6 м.

На ГМС Озерная наблюдения ведутся с волномерной вышки с помощью волномера-перспектометра. Пункт наблюдения расположен на обрывистом берегу. Элементы волн определяются на расстоянии 800—900 м. Глубина в месте наблюдения 10 м. Сектор свободного подхода волн от юго-юго-запада до севера через запад.

На ГМС Усть-Большерецк береговая линия в районе наблюдений за волнением прямолинейна и проходит в меридиональном направлении. Элементы волн определяются визуально на расстоянии 300—400 м от берега. Глубина в месте наблюдения 5—6 м. Сектор свободного подхода волн от юго-юго-запада до северо-северо-запада через запад. Изобата 8 м проходит на расстоянии 1 км от береговой черты.

На ГМС Ича наблюдения производятся волномером-перспектометром с волномерной вышки, установленной в северо-северо-западной части метеоплощадки на расстоянии 80 м от уреза воды, на расстоянии 300—450 м от береговой линии. Сектор свободного подхода волн от юго-юго-запада до севера через запад.

В табл. 8.21 приведены сведения о высоте и направлении волнения в некоторых пунктах Охотского моря.

На сахалинском побережье Охотского моря наиболее достоверными для освещения режима волнения можно считать наблюдения на ГМС Мыс Терпения. Здесь наиболее опасно северное, северо-западное и восточное направление волнения, при котором осенью (сентябрь—ноябрь) и зимой (декабрь) высоты волн могут достигать 7—8 м.

На севере Охотского моря наиболее полные для анализа сведения о волнении имеются только для станций Охотск и Ямск. В районе ст. Охотск наибольшего развития волнение достигает осенью при южном и западном направлениях. Высоты волн здесь до 6—9 м. Для ст. Ямск даже в августе при волнении северо-восточного направления высоты волн могут достигать 6—7 м.

Для камчатского побережья наблюдаемые на станциях Ича и Усть-Большерецк высоты волн могут достигать 9—10 м при западном и юго-западном направлениях волнения, что характерно в основном для декабря.

В районе ст. Курильск штормовое волнение наиболее интенсивно развито в декабре—январе.

Максимальные высоты волн 3 %-ной обеспеченности по данным ГМС

Год	Дата	$h_3$ % м	Направление	Год	Дата	$h_3$ % м	Направление
Мыс Крильон				1975	VII, XII	1,5	СВ
1954	6 V	7,7	ЮВ	1976	27 XII	1,5	В
1955	17 XI	5,8	З	1977	20 XI	1,1	В
1956	8 XII	5,0	З	1978	1 XI	1,6	СВ
1957	11 XI	5,2	В	1979	20 X	1,4	СВ
1958	3 V	8,0	ЮЗ	1980	22 X	2,5	СВ
1959	24 X	4,0	З	Макаров			
1960	18 I	6,0	СЗ	1954	27 IX	5,0	СВ
1965	11 IX	11,0	СВ	1955	15 X	6,0	В
1966	22 XII	8,9	З	1956	29 V	6,0	З
1967	31 X	9,0	З	1957	19 IX	6,0	СВ
1968	11 X	7,0	СЗ	1958	29 IX	3,5	СВ
1969	23 IV	5,8	ЮЗ	1959	19 IX	8,0	СВ
1970	18 IX	7,2	В	1960	15 IX	4,0	ЮЗ
1971	20 XII	7,7	З	Владимирова			
1972	23 III	7,7	ЮЗ	1954	29 X	3,0	ЮВ
1973	29 X	6,0	СЗ	1955	16 XI	3,5	Ю
1974	23 X	4,0	В	1956	12 X	2,5	ЮЗ
1975	18 I	4,5	СВ	1957	16 IX	2,5	ЮВ
1976	22 X	4,0	З	1958	21 IV	2,0	Ю
1977	3 IV	2,7	З	1959	24 VII	2,0	ЮВ
1978	1 XII	3,0	ЮЗ	1960	16 VI	3,0	Ю
1979	17 XI	3,5	СЗ	Мыс Терпения			
1980	8 V	3,5	З	1954	27 IX	8,0	В
Корсаков				1955	17 XI	7,0	С
1954	22 XII	3,5	СЗ	1957	17 X	8,0	СВ
1955	18 XI	2,2	З	1958	26 X	4,0	С
1956	24 IV	4,5	З	1959	7 XII	3,5	СЗ
1957	21 XI	2,0	ЮЗ	1960	4 XI	4,7	СВ
1958	3 X	2,5	ЮЮЗ	1966	7 XII	7,5	СЗ
1959	24 IV	2,8	Ю	1967	23 X	4,0	С
1960	4 IV	2,3	ЮЗ	1968	12 XI	3,5	С
1965	3 XII	4,0	ЮЗ	1969	10 X	5,5	СВ
1966	1 XII	3,4	С	1975	1 XI	2,4	В
1967	29 IV	1,6	ЮЗ	1976	19 V	2,2	С
1968	23 XII	2,5	З	1978	15 XII	4,0	С
1969	2 X	3,8	ЮЗ	1979	20 X	5,0	С
1976	22 X	3,0	З	1980	28 XII	2,5	СВ
1977	27 X	1,8	СЗ	Усть-Большерецк			
1978	2 XII	2,5	ЮЗ	1956	22 IV	6,0	С
1979	19 VIII	2,0	З	1958	21 IX	6,4	ЮЗ
1980	10 IX	2,0	СЗ	1959	8 IV	4,5	З
Мыс Свободный				1960	28 IV	4,4	З
1954	27 IX	9,6	СЗ	1965	21 XI	8,9	З
1955	26 XI	3,5	С	1966	3 XII	8,8	З
1956	5 XII	6,0	С	1967	1 XII	3,0	З
Старокубское				1968	30 XI	6,4	З
1954	27 IX	8,0	С	1970	20 IV	2,5	З
1955	22 V	1,5	ССВ	Симушир			
1956	13 XII	6,0	СЗ	1956	20 XII	9,9	СЗ
1957	10 XII	6,0	СЗ	1957	28 I	10,8	СЗ
Взморье				1958	30 XII	7,2	СЗ
1954	27 VII	3,0	В	1959	V	7,2	СЗ
1955	28 XII	6,0	СВ	1960	16 IV	9,6	СЗ
1956	12 X	5,0	В	Уруп			
1957	21 VI	2,5	СВ	1956	1 V	9,0	СЗ
1958	28 IX	5,0	СВ	1957	14 XII	11,0	СЗ
1959	19 XI	8,0	СВ	1958	29 IV	8,0	СЗ
1960	5 XI	3,0	В	Ван-Линда			
1966	4 V	2,5	СВ	1956	16 I	10,0	С
1967	21 XII	2,5	ЮВ	1957	14 XII	11,0	СЗ
1968	11 XI	3,0	СВ	1958	20 III	11,0	СЗ
1969	2 XI	4,0	В	1959	15 I	8,0	С
				1960	8 I	9,0	СЗ

ние

Год	Дата	$h_3$ % м	Направление	Год	Дата	$h_3$ % м	Направл
Курильск				1977	1 XI	5,0	Ю
1956	2 II	6,0	СЗ	1978	1 VII	4,5	Ю
1957	29 XII	8,0	СЗ	1979	3 IX	4,0	Ю
1958	11 I	9,0	СЗ	1980	6 XII	7,0	ЮВ
1959	7 II	6,0	СЗ	Тайгонос			
1960	13 XII	6,0	ЮЗ	1955	28 XI	11,0	В
1965	13 XII	9,6	СЗ	1956	14 XII	3,5	В
1966	23 XII	11,8	СЗ	1957	13 XII	3,5	В
1967	9 XI	7,2	З	1958	12 XI	2,0	В
1968	10 X	6,0	СЗ	1959	31 X	3,5	В
1969	21 XI	5,9	СЗ	1960	2 X	3,0	В
1970	12 XI	7,0	З	Усть-Воямполка			
1971	4 XII	8,0	З	1955	28 VIII	4,0	ЮЗ
1972	14 X	6,5	З	1956	5 X	3,5	ЮЗ
1973	29 X	6,1	СЗ	Озерная			
1974	20 X	6,1	ЗЮЗ	1955	15 III	8,5	ЮЗ
1975	1 IX	4,2	СЗ	1956	29 V	6,0	В
1976	22 X	5,9	В	1965	3 XII	7,7	З
1977	1 X	4,0	З	1966	23 IX	8,0	ЮЗ
1978	5 XII	5,2	СЗ	1967	11 XI	8,0	ЮЗ
1979	20 X	7,0	СЗ	1968	12 X	7,2	ЮЗ
1980	15 I	5,0	З	1969	15 XII	7,2	СЗ
Мыс Литке				1970	15 XII	7,2	З
1954	17 X	4,4	СВ	1971	8 XII	4,9	ЮЗ
1955	31 X	3,7	С	1973	8 XI	6,0	С
1956	14 XI	2,4	С	1974	19 X	5,2	СЗ
1957	13 XI	4,0	СЗ	1975	31 X	4,9	З
1958	20 IX	5,6	С	1976	12 X	6,3	З
1959	10 XI	5,6	СЗ	1977	27 XI	4,9	ЮЗ
1960	18 X	6,3	С	1978	28 IX	4,3	З
1966	30 XI	5,0	С	1979	26 X	4,2	З
1967	1 X	3,6	СВ	1980	10 XI	6,0	СЗ
1970	8 VI	2,7	ЮВ	Ямск			
1975	24 XI	4,1	СВ	1956	16 VIII	7,0	СЕ
1976	31 X	1,6	СВ	1957	14 XI	4,0	С
Энкан				1958	12 XI	6,0	СЕ
1954	10 XI	2,0	Ю	1959	31 X	5,0	СЕ
1955	31 X	2,0	ЮВ	1960	19 X	4,0	СЕ
1956	4 X	6,0	Ю	1966	10 XI	6,0	В
1957	27 IX	2,0	ЮВ	1967	12 VIII	6,0	СЕ
1958	30 IX	2,8	ЮВ	1968	13 XI	3,5	В
1959	13 VII	4,0	ЮВ	1969	24 IX	3,5	С
1960	7 XI	2,5	Ю	1970	13 IX	3,0	С
Охотск				Ича			
1954	12 IX	4,0	ЮВ	1956	12 X	8,0	Ю
1955	17 XII	7,5	ЮВ	1957	23 XI	5,8	З
1956	2 XII	6,0	ЮВ	1958	27 IX	6,5	Ю
1957	11 IX	4,0	Ю	1959	31 X	4,0	К
1958	12 XI	2,0	Ю	1960	28 XI	3,8	Ю
1959	30 X	3,0	ЮВ	1965	3 XII	10,0	З
1960	8 XI	3,5	Ю	1966	24 XII	8,0	Ю
1965	16 XI	8,9	З	1967	2 XII	4,2	Ю
1966	30 X	4,0	ЮВ	1968	11 XII	4,2	Ю
1967	8 XII	3,5	Ю	1969	22 X	4,2	Ю
1968	22 IX	6,0	Ю	1970	28 X	4,1	З
1969	27 X	6,0	Ю	1971	30 V	4,0	Ю
1970	20 IX	4,5	Ю	1975	11 IX	4,2	Ю
1971	26 XI	4,5	Ю	1977	1 X	4,5	С
1973	26 XI	5,0	Ю	1978	4 V	4,5	С
1975	1 XII	5,0	Ю	1979	23 XI	3,6	З
1976	22 X	6,0	ЮВ	1980	15 I	4,8	С

Самым опасным направлением в это время можно считать западное и северо-западное, при котором высоты волн могут достигать 9—12 м.

Как видно из приведенных выше немногочисленных характеристик волнения, для различных районов сохраняются все основные сезонные черты, что и при расчетах по типовым полям ветра.

### 8.5.2. Наблюдения за ветром

В летний период, когда над континентом наблюдается усиление циклонической деятельности, над Охотским морем устанавливается область повышенного давления, перенос влажных морских воздушных масс на континент (летний муссон) сопровождается юго-восточными ветрами, реже — восточными.

В зимний период особенности ветрового режима определяются установившимся над Восточной Сибирью мощным антициклоном. Устойчивый перенос континентального воздуха сопровождается ветрами северных, северо-западных направлений на шельфе о. Сахалин и на северо-западном побережье Охотского моря. На северном участке побережья наряду с этими направлениями нередки северо-восточные ветры (Гижига, Тайгонос, Алевина, Магадан). На ст. Улья повторяемость ветров северо-западного направления составляет 93 %.

Максимальная продолжительность ветра скоростью более 10 м/с в Наяханской губе составляет 486 ч, в Ямской губе — 216 ч, в Тауйской губе — 204 ч, т. е. ветры скоростью более 10 м/с могут наблюдаться в течение 10—20 сут. Менее продолжительны ветры скоростью более 20 м/с. В Тауйской губе их практически не наблюдается, а в Наяханской губе их продолжительность может составить 96 ч.

Распределение скоростей ветра по различным направлениям зависит от положения станции и от специфики барической циркуляции, присущей прилегающему району, как видно из табл. 8.22.

На ст. Ямск, расположенной на севере Охотского моря, наибольшие скорости ветра могут превышать 35 м/с в период с октября по март. Преимущественно это ветры северного, северо-восточного и восточного направлений. Эта же закономерность наблюдается и на побережье зал. Шелихова, но в бух. Нагаева наибольших значений (до 40 м/с) скорости ветра достигают при южных потоках.

На всем побережье Охотского моря почти повсеместно господствуют в холодное полугодие северо-восточные ветры. На эти направления обычно приходится и наибольшая повторяемость сильных и штормовых ветров. Летом наиболее вероятны восточные и северо-восточные ветры, повторяемость которых составляет 40—60 %.

Ввиду того что к северо-западным берегам непосредственно подступают отроги Прибрежного хребта, ориентированного с северо-востока на юго-запад, здесь в ряде пунктов (в особенности летом) доминируют ветры преимущественно северо-восточного и юго-западного направлений. На эти два направления на ст. Аян приходится в общей сложности 88 % случаев.

На западном побережье Охотского моря, в его северной части, зимой господствующими являются северо-западные ветры, т. е. континентальные; на их долю приходится от 70 до 90 %. Летом преимущество за юго-восточными ветрами. Очевидно, на ветровом режиме сказывается бризовая циркуляция.

В южной части о. Сахалин на ветровом режиме различных участков побережья, помимо муссонности, существенно сказывается характер окружающей местности. На многих станциях южной части побережья общая картина, характерная для муссонной циркуляции, заметно нарушается береговым и мысовым эффектами. Чаще всего на этих станциях господствуют ветры, дующие вдоль берега. Это обстоятельство наглядно иллюстрируется данными ст. Мыс Терпения. Самыми опасными здесь являются северные ветры, скорость которых может превышать 40 м/с.

На южном побережье моря, в районе Курильских островов, зимой при слабых ветрах и штормах господствующими являются ветры западного и северо-западного направлений. Объясняется это тем, что Курильские острова в этот период года подвергаются чаще всего воздействию западной периферии алеутской депрессии, ложбина которой обычно ориентирована на восточную часть Охотского моря. Летом в юго-восточной части побережья (по данным станций Мыс Лопатка и Мыс Васильева) в равной степени часто наблюдаются штормы как северо-западной, так и северо-восточной четверти. В юго-за-

Таблица 8.22

Наибольшие скорости ветра (м/с) различной вероятности по румбам 1936—1965 гг. (по флюгеру)

Станция	Период повторяемости, лет	Направление ветра								
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
Ямск	1	—	35	22	13	19	21	16	17	
	5	—	40	28	17	24	24	20	20	
	10	—	42	30	19	26	25	21	22	
	20	—	45	32	21	28	26	23	23	
	50	—	47	35	23	30	28	25	25	
Мыс Терпения	1	33	30	23	22	17	21	24	30	
	5	33	36	28	27	20	25	28	34	
	10	40	39	31	29	22	26	31	36	
	20	42	42	34	31	23	28	32	38	
	50	45	45	37	33	24	30	34	40	
Симушир	1	26	16	25	28	25	27	27	35	
	5	33	21	30	32	32	35	30	41	
	10	35	23	32	34	35	38	32	43	
	20	39	25	34	35	38	43	33	45	
	50	43	28	37	38	41	46	35	47	
Усть-Хайрюзово	1	24	24	21	16	21	21	19	16	
	5	29	29	27	20	25	25	24	20	
	10	31	31	29	22	26	26	25	21	
	20	32	33	32	23	28	27	27	23	
	50	35	35	34	25	30	29	29	24	

падной части Курильской гряды преобладают штормовые ветры южных направлений. По данным ст. Симушир, скорости ветра южных румбов в апреле—мае могут превышать 40 м/с.

На восточном побережье штормовая деятельность формируется под воздействием общециркуляционных процессов, а именно под влиянием активной деятельности зимней алеутской депрессии, в систему которой периодически вливаются глубокие циклоны, перемещающиеся с Японского и Южно-Китайского морей через восточные районы Охотского моря и Курильские острова. Основные направления ветра на побережье зимой северо-восточное и восточное. Для этих румбов (по данным ст. Усть-Хайрюзово) скорости ветра максимальные и достигают 30—35 м/с. В теплое полугодие сильные и штормовые ветры на восточном побережье — явление сравнительно редкое.

Следует отметить, что скорости ветра, возможные 1 раз в заданное число лет, для одной и той же станции, сообщаемые разными авторами, заметно различаются. Так, согласно данным, приведенным в [12, 27—29] для ст. Мыс Терпения, такое различие может достигать 10—15 м/с. Это обстоятельство можно объяснить преимущественно двумя причинами — применением различных расчетных методов и использованием базисных рядов различной длины, взятых из генеральной совокупности за те или иные годы.

При анализе конкретных штормов часто можно обнаружить различия между скоростями ветра по судовым данным и наблюдаемым на станциях. В южной части моря эта разница сдвинута в холодную половину года в сторону завышения на береговых станциях, а в северной части моря нередко зависимость обратная. Рассчитанные по методике А. И. Соркиной скорости ветра ближе к береговым данным. Пока остается открытым вопрос о достоверности таких различий — природный ли это феномен, или обусловлен различиями в методике измерения на судах и на станциях. Не решен вопрос о предельно возможной на побережье Охотского моря скорости ветра. Ее невозможно выбрать из наблюдений по флюгеру в связи с ограничением сверху измеренным пороговым значением скорости ветра, равным 40 м/с.

Наряду со сведениями о скоростях и направлениях штормового ветра, представляющих первостепенное значение при формировании волнового климата, немаловажны сведения и о режиме штилей. При построении режимных функций распределения ветра и волн соотношение штормов и штилей является наиболее важным фактором.

Ниже приведены таблицы распределения количества штормов (табл. 8.23) и штилей по сезонам (табл. 8.24).

Как видно из таблиц, для северной части моря наиболее бурно штормовые процессы проявляются осенью. В это время здесь (станции Балаганное, Ямск, Тайгонос) наибольшее количество штормов и минимум штилей. Этот факт хорошо согласуется с тем обстоятельством, что именно здесь осенью наиболее бурно, если рассматривать всю акваторию, развивается ветровое волнение. Здесь же довольно высок процент штормов даже летом. На западе моря (ст. Мыс Терпения) наибольшее количество штормов зимой, но процент штилей довольно высок. Весна и лето являются наиболее спокойны-

Таблица 8

Распределение штормов (скорости ветра  $\geq 15$  м/с) по сезонам (% годовой суммы)

Станция	Зима	Весна	Лето	Осень
Усть-Большерецк	33,9	26,9	6,0	33,2
Балаганное	33,2	18,0	6,6	42,3
Ича	28,3	21,2	12,8	37,5
Успения	61,9	10,7	3,8	23,6
Мыс Крильон	46,5	14,8	8,5	30,2
Курильск	59,7	7,5	2,6	30,0

Таблица 8

Распределение штилей (скорость ветра менее 0,5 м/с) по сезонам (% годовой суммы)

Станция	Зима	Весна	Лето	Осень
Ямск	28,2	37,4	21,4	13,0
Тайгонос	22,3	30,2	33,0	14,4
Мыс Терпения	30,0	34,5	18,0	17,5
Мыс Крильон	18,9	26,6	25,8	29,2
Курильск	10,6	27,4	42,1	19,7
Ича	23,6	19,6	37,9	18,9
Усть-Большерецк	24,5	24,5	30,8	20,2

ми периодами. На юго-западе побережья (ст. М. Крильон) зимой преобладают штормы, весной летом — штили, а осенью равновероятны оба процесса. В южной части моря (ст. Курильск) зимой осенью преобладают штормовые процессы, зим ниже процент штилей. Летом ход обратный. Штормов здесь крайне мало, а процент штилей самый высокий по всему побережью. На восточном побережье (станции Усть-Большерецк, Ича) хотя осенью зимние штормы и преобладают, но не столь сильно как на юге и севере моря.

Приведенные выше сведения о ветровых характеристиках на побережье Охотского моря не противоречат полученным выводам о режиме ветровых параметров для акватории моря.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абузяров З. К. Автоматизированный расчет по волнения в океане // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1985. Вып. 270. — С. 27—33.
2. Атлас волнения и ветра Охотского моря. — Южно-Сахалинск: Сах. УГМС, 1966. — 246 с.
3. Атлас опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства гидрометеорологических явлений. Японское, Охотское и Берингово моря. — М.: ГУНИО МО, 1980. — 251 с.
4. Атлас типовых полей ветра Охотского моря. — Магад. Колымское УГМС, 1977. — 110 с.
5. Атлас типовых полей ветра шельфовой зоны о. Сахалин — Южно-Сахалинск: Сах. УГМС, 1979. — 113 с.
6. Боков В. Н., Рожков В. А., Лопатухин Л. Методы анализа пространственной и временной изменчивости скоростей ветра // Метеорология и гидрология. — 1987. — № — С. 106—109.
7. Вероятностный анализ и моделирование синоптической, сезонной и межгодовой изменчивости ветра и волнения С. В. Бабич, В. Н. Боков, Л. И. Лопатухин и др. // Вероятностный анализ и моделирование океанологических процессов. Л., 1984. — С. 43—78.
8. Ветер и волны в океанах и морях. Справочные данные — Л.: Транспорт, 1974. — 359 с.
9. Давидан И. Н., Петров Л. С. Справочные данные по режиму ветров и волнения в океане. — М., Л.: Транспорт, 1965. — 235 с.

10. Давидан И. Н., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. Ветровое волнение в Мировом океане. — Л.: Гидрометеоздат, 1985. — 256 с.
11. Дашко Н. А. Особенности зимнего режима ветров на Охотском море // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1979. — Вып. 216. — С. 110—119.
12. Иконникова Л. Н. Синоптические условия наиболее опасных морских штормов // Тр. ГОИН. — 1977. — Вып. 138. — С. 105—113.
13. Иконникова Л. Н. Вторичные термические циклоны в связи с их воздействием на морские акватории // Тр. ГОИН. — 1980. — Вып. 151. — С. 76—88.
14. Кошинский С. Д. Режимные характеристики сильных ветров на морях СССР. Ч. 2. Север Японского, Охотского и Берингово моря. — Л.: Гидрометеоздат, 1978. — 389 с.
15. Лебедев А. Е. Условия возникновения сжатий льда в западной части залива Анива (на трассе м. Крильон—Корсаков) // Тр. ДВНИИ. — 1988. — Вып. 39. — С. 147—154.
16. Макова В. И. Методика расчета полей ветра по полям атмосферного давления // Тр. ГОИН. — 1989. — Вып. 185. — С. 23—33.
17. Матушевский Г. В. Оценка энергозапасов ветрового волнения в морях СССР. — М., 1982. — Деп. в ВНИИГМИ—МЦД, № 145, ГМ-Д-82.
18. Методические указания. Вып. 42. Расчет режима морского ветрового волнения. — М.: ГОИН, 1979. — 92 с.
19. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Ч. I, вып. 9. — Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 310 с.
20. Наставление по службе прогнозов. Разд. 3, ч. III. — Л.: Гидрометеоздат, 1982.
21. Поломошников Л. Ш., Якунин Л. П. Формирование стамух в условиях шельфа северного Сахалина // Тр. ДВНИИ. — 1988. — Вып. 39. — С. 154—168.
22. Похил А. Э. Об идентификации зон штормового волнения и шторма в Тихом океане по спутниковым снимкам облачности // Метеорология и гидрология. — 1985. — № 12. — С. 68—76.
23. Рожков В. А. Методы вероятностного анализа океанологических процессов. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 280 с.
24. Руководство по расчету параметров ветровых волн. — Л.: Гидрометеоздат, 1969. — 138 с.
25. Сиротов К. Н., Сетт Л. С. Упрощенный прием расчета высот волн при составлении прогнозов волнения // Тр. Гидрометцентра СССР. — 1984. — Вып. 263. — С. 76—80.
26. Ситников И. Г. Бетси, Камилла и другие... Рассказ о тропических циклонах. — Л.: Гидрометеоздат, 1975. — 144 с.
27. Справочник по климату СССР. Ч. III, вып. 27. — Л.: Гидрометеоздат, 1967. — 217 с.
28. Справочник по климату СССР. Ч. III, вып. 33. — Л.: Гидрометеоздат, 1968. — 334 с.
29. Справочник по климату СССР. Ч. III, вып. 34. — Л.: Гидрометеоздат, 1968. — 240 с.
30. Супранович Т. И., Алисимчик Н. Г. Максимальные высоты ветровых волн в Охотском море // Тр. ДВНИИ. — 1988. — Вып. 39. — С. 49—55.
31. Теоретические основы и методы расчета ветрового волнения / Под ред. И. Н. Давидана. — Л.: Гидрометеоздат, 1988. — 263 с.

## 9. ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ И МЕТОДЫ ИХ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Охотское море, находясь в зоне суровых климатических условий, имеет довольно развитый сезонный ледяной покров. Ледовитость моря в отдельные годы может приближаться к 100 %.

Практически все виды хозяйственной деятельности, а также решение ряда задач, связанных с долгосрочным прогнозированием гидрометеорологических условий в данном регионе, во многом зависят от знания ледовой обстановки и возможности ее прогнозирования.

В настоящем разделе обобщены и систематизированы наблюдения за ледяным покровом с 1956 по 1988 г. и материалы предшествующих исследований. Приводятся принципы существующих и разрабатываемых методов прогнозирования ледовых условий на Охотском море.

Терминология ледовых условий, используемая в данном разделе, соответствует „Международной системе символов морского льда” (1970 г.). Вместе с тем отдельные вопросы предлагаемого обобщения в силу ряда объективных причин, главная из которых — отсутствие необходимых данных, проработаны с различной степенью детализации.

### 9.1. Характеристика использованных материалов

В работе использовались данные ледовых авиаразведок, регулярно проводившихся над Охотским морем с 1956 г., прибрежные ледовые наблюдения гидрометстанций и постов начиная с этого же времени, а также наблюдения с транспортных судов и ледоколов. Для анализа дрейфа льда в отдельных районах привлекались прибрежные радиолокационные и вертолетные наблюдения за эволюцией маркированных льдин. При исследовании прочностных характеристик использовались данные вертолетных десантов и полигонные наблюдения. В качестве дополнительной информации начиная с 1981 г. привлекались спутниковые снимки ледяного покрова, получаемые с ИСЗ NOAA, „Метеор”, „Метеор-Природа”, „Космос” и т. д.

Разделы 9.2 (за исключением сведений о распределении тяжелых льдов), 9.3.1, 9.3.2, 9.3.6, 9.3.8—9.3.12 представляют собой материалы, обобщенные Л. П. Якуниным в 1983 г., дополненные данными последних наблюдений; раздел 9.4 сформирован по материалам Сахалинского научно-исследовательского и проектно-изыскательского института Нефтегазпрома России; остальные разделы выполнены в Дальневосточном региональном научно-исследовательском гидрометеорологическом институте.

### 9.2. Основные факторы, определяющие ледовый режим моря

Ледовый режим моря в значительной степени определяется его физико-географическими особенностями. Охотское море имеет глубоко вдающиеся в

берег и обширные по площади заливы. На юге расположены заливы Терпения и Анива, на западе — мелководный сильно распресненный Сахалинский и заливы Николая, Ульбанский, Тугурский. В северо-западной части до Тауйской губы береговая линия слабо изрезана. На северо-востоке берег моря извилист, здесь расположен самый крупный зал. Шелихова. Побережье центральной Камчатки почти прямолинейно. Берега Курильских островов мало изрезаны, скалисты и обрывисты.

Проливы, соединяющие Охотское море и более теплое Японское, мелководны. Глубина в прол. Невельского в самом узком месте не превышает 20 м. Пролив Лаперуза шириной 46 км имеет глубины, не превышающие 75 м. Водообмен с Тихим океаном осуществляется через более глубоководные Курильские проливы.

Охотское море, располагаясь на границе Азиатского материка и Тихого океана, простирается по меридиану почти на 2 тыс. км, что обуславливает существенные отличия в ледовой обстановке различных частей моря. В северную и западную части моря поступают холодные воздушные массы с материка, в то время как южная и восточная части находятся под согревающим воздействием Тихого океана.

Ледяной покров первоначально образуется в северных и западных областях и распространяется затем к югу в западной половине моря благодаря как выхолаживающему эффекту низких температур воздуха, так и общей циркуляции вод, способствующей генеральному дрейфу льда с севера на юг вдоль восточного побережья о. Сахалин. В восточной половине моря ледяной покров образуется вдоль побережья п-ова Камчатка. В центральной части восточной половины моря благодаря интенсивному поступлению теплых вод из южной части акватории моря и Тихого океана образуется обширная область, вытянутая с юга на север, свободная ото льда. Лишь в самые суровые зимы льдом покрывается практически все море, за исключением небольшого участка, прилегающего к Курильским проливам.

Непосредственное влияние атмосферной циркуляции на ледяной покров моря в зимний период обусловлено взаимодействием сибирского антициклона и алеутской депрессии, формирование которых начинается уже в сентябре. В ноябре—марте эти процессы характеризуются устойчивым положением названных центров действия атмосферы. Сибирский антициклон, расположенный над Монголией, достигает наибольшего развития в январе, алеутский минимум — в декабре, что обуславливает устойчивый перенос воздуха с материка на море.

Циклоническая деятельность над Охотским морем усиливается, над континентом — ослабевает.

Весной (март—май) сибирский антициклон ослабевает и разрушается, отодвигаясь к западу; тихоокеанский максимум, усиливаясь, подходит к берегам Восточной Азии, область пониженного давления в низовьях Амура перемещается на Маньчжурию, а на район Охотского моря распространяется

гребень полярного максимума, способствующий выносу воздушных масс из восточного района Арктики, что в значительной степени задерживает начало весеннего таяния льда. Циклоническая деятельность над морем ослабевает.

В среднем в холодный период года центры действия атмосферных развиваются и стабилизируются приблизительно в одни и те же сроки в одинаковых местах. Под воздействием общей атмосферной циркуляции они, изменяя свое местоположение и интенсивность, определяют особенности каждой зимы, а следовательно, и ледовые характеристики, и ледовую обстановку на море.

Преобладающими формами циркуляции в Охотском море являются меридиональная (M1 и M2) и зональная (З) (классификация А. А. Гирса). В зависимости от преобладающей формы циркуляции возникают различные ледовые условия в Охотском море. Это различие в ледовых процессах зависит от термобарических условий во всей толще атмосферы, которые обуславливаются положением высотной дальневосточной ложбины и тихоокеанского гребня. Положение этих образований от года к году может существенно меняться. Соответственно и вынос холодных воздушных масс с Азиатского материка по западной периферии высотной ложбины и теплых масс воздуха с Тихого океана по восточной ее периферии будет тоже меняться.

Высотные потоки определяют пути движения циклонов. Над морем могут преобладать потоки, которые, значительно отклоняясь от своего основного направления, приводят к частым выходам циклонов в море либо, наоборот, смещают их движение по более южным траекториям.

В течение холодного полугодия над Охотским морем преобладает циклоническое поле (50 циклонов в среднем, максимальное количество — 62, минимальное — 43). Наибольшее количество циклонов наблюдается в октябре, но самые глубокие циклоны выходят на море в январе—марте. Особый интерес представляют морские циклоны, выносящие в море значительное количество теплого воздуха.

Так, при процессах типа M1, когда тихоокеанский гребень смещен к Азиатскому материка и над северо-восточной частью моря преобладают юго-восточные и восточные потоки, на Охотское море выходит большое количество циклонов, выносящих теплые массы воздуха и способствующие облегчению ледовых условий, т. е. формируются теплые малоледовитые зимы.

При процессах типа M2 высотный гребень смещается к берегам Северной Америки, над северо-восточной частью моря преобладают юго-западные высотные потоки, обуславливая выход морских циклонов в Берингово море в обход Охотского, что приводит к увеличению ледовитости в Охотском море.

В умеренные по ледовитости зимы высотный тихоокеанский гребень распространен к северо-западу, а над Охотским морем прослеживается центр высотной депрессии.

В суровые зимы на юге моря преобладают ветры северные, северо-западные и западные, а на севере, где сказывается влияние орографических условий берега, — северные, северо-восточные и восточные. В мягкие же зимы наблюдается уменьшение повторяемости западных и северо-западных ветров и увеличение — северных и северо-восточных ветров.

Средняя скорость ветра изменяется от 3— южной и западной частях моря до 8—9 м/с в ро-востоке. В районах открытых мысов вследствие берегового и орографического эффектов скорость ветра усиливается до 9—10 и даже до 12 м/с.

Средняя повторяемость сильных ветров (изменяется с той же закономерностью от 5—20—30 %. Наиболее спокойным является северо-западный район моря, хотя и здесь возможны сильные ветры (до 54 м/с). Самая большая опасность штормов отмечается в южной и восточных частях моря, где проходят основные пути судов.

Постоянные и сильные ветры зимой являются основной причиной дрейфа льда в Охотском море у берегов и в узкостях существенную роль играют приливные и постоянные течения).

В мягкие зимы, когда сильные северные ро-восточные ветры создают хорошо выраженную циркуляцию дрейфа льда (циклоническую), южные районы моря остаются свободными ото льда.

Температурный режим Охотского моря в холодное полугодие — один из главных термических факторов формирования ледяного покрова — определяет ледопродуктивность моря. Он отличается значительной неоднородностью. Средняя температура воздуха самого холодного месяца (января) изменяется от  $-11^{\circ}\text{C}$  на юге моря до  $-2^{\circ}\text{C}$  на севере. Обусловлено такое различие температур воздуха большой меридиональной протяженностью моря, местными физико-географическими условиями и циркуляционными факторами.

Средняя продолжительность периода с отрицательной температурой составляет около 215 суток на севере и 150 суток на юге моря. Переход средних температур воздуха к отрицательным значениям на юге моря происходит в начале ноября, на северо-западном побережье — во 2-й декаде октября, в Шелихова — в 1-й декаде октября.

Под воздействием атмосферной циркуляции особенностей подстилающих морских вод Охотского моря и прилегающих акваторий океана возникают конкретные динамические и термические условия, определяющие формирование ледяного покрова в море.

### 9.3. Режимные характеристики льда

#### 9.3.1. Продолжительность ледового периода

Неравномерное развитие и разрушение ледяного покрова обуславливает различную продолжительность ледового периода в Охотском море. Средняя продолжительность ледового периода в западной части моря составляет 250 суток. В суровые зимы продолжительность ледового периода может достигать почти 290 суток.

У северного Сахалина, в районах северного побережья моря средняя продолжительность ледяного периода составляет около 190—200 суток. В южной части моря эти сроки уменьшаются до 110—120 суток.

Продолжительность периода с наличием льда для каждого порта различна. Это зависит от условий формирования припая и местных орографических условий. Так, в глубоко врезанных в суходол бухтах и заливах припай держится 140—170 суток.



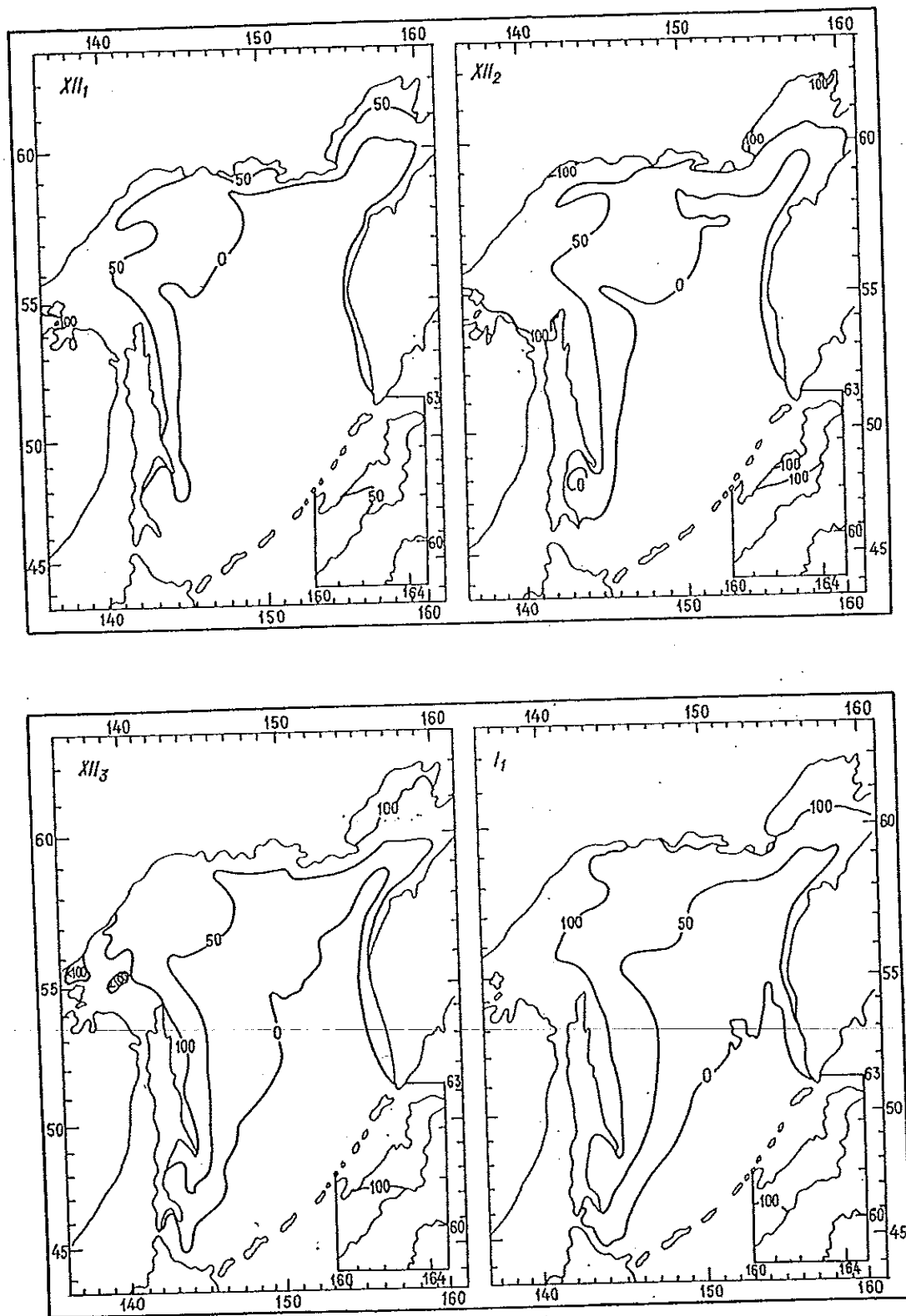


Рис. 9.1 (продолжение).

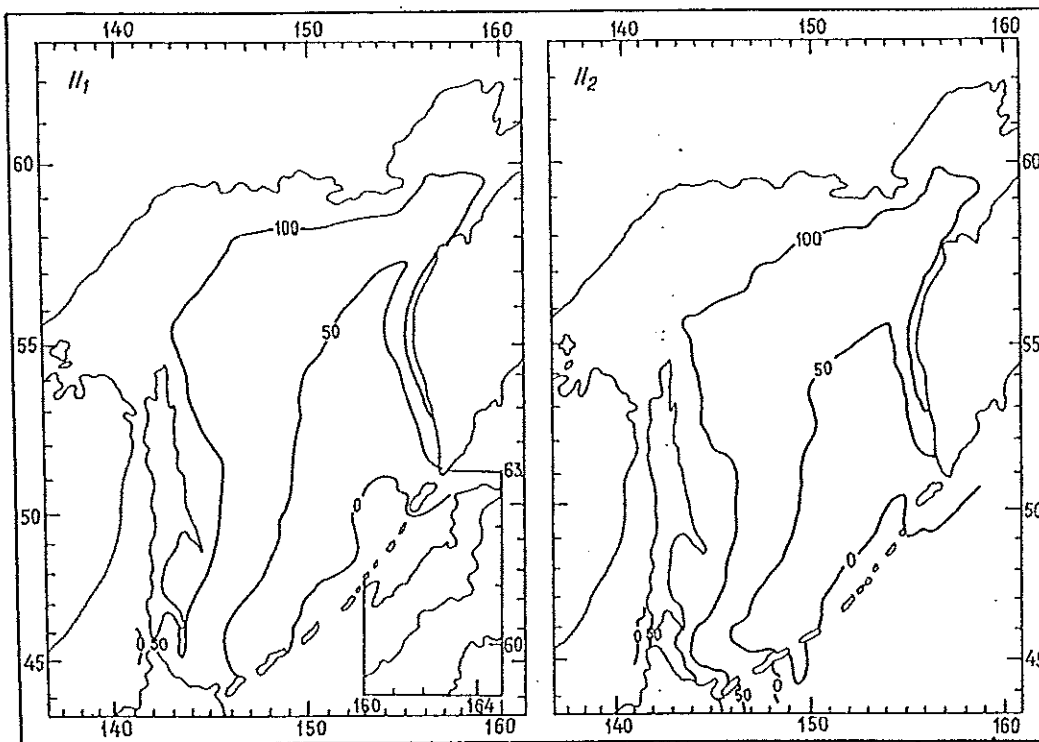
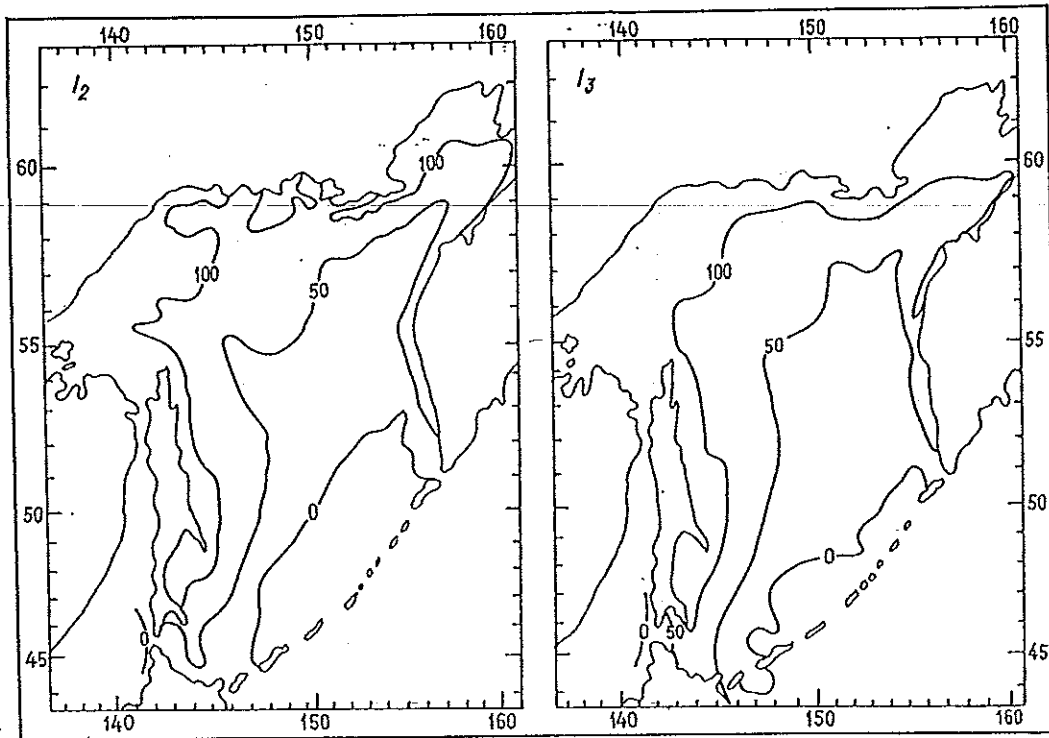


Рис. 9.1 (продолжение).

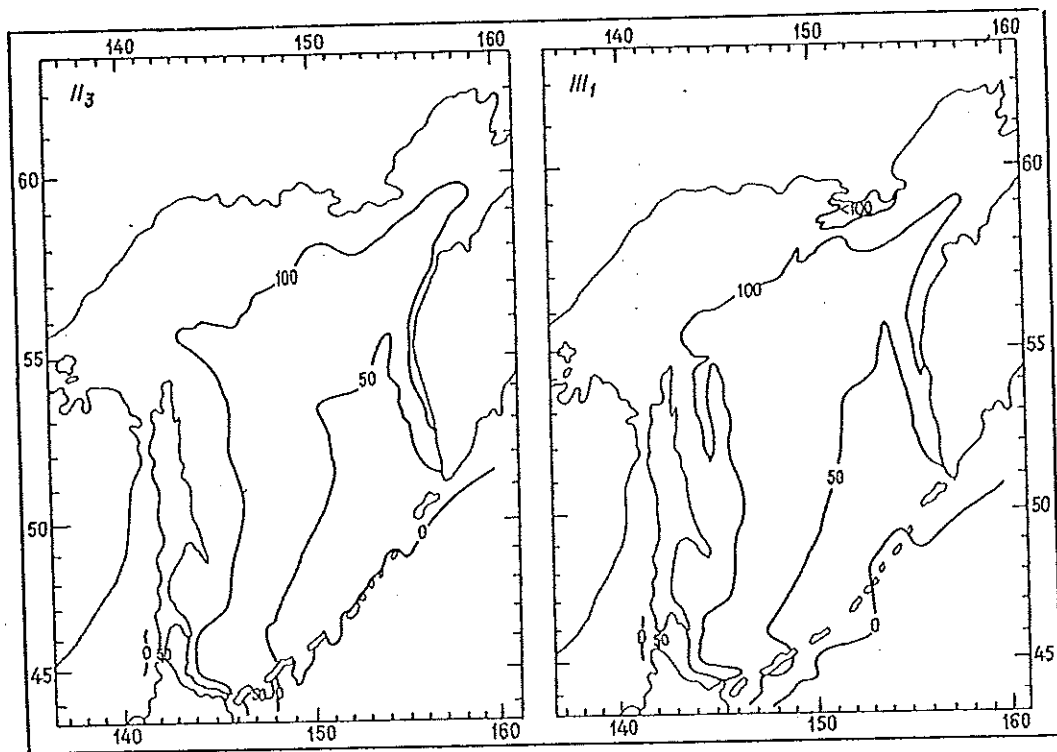


Рис. 9.1 (продолжение).

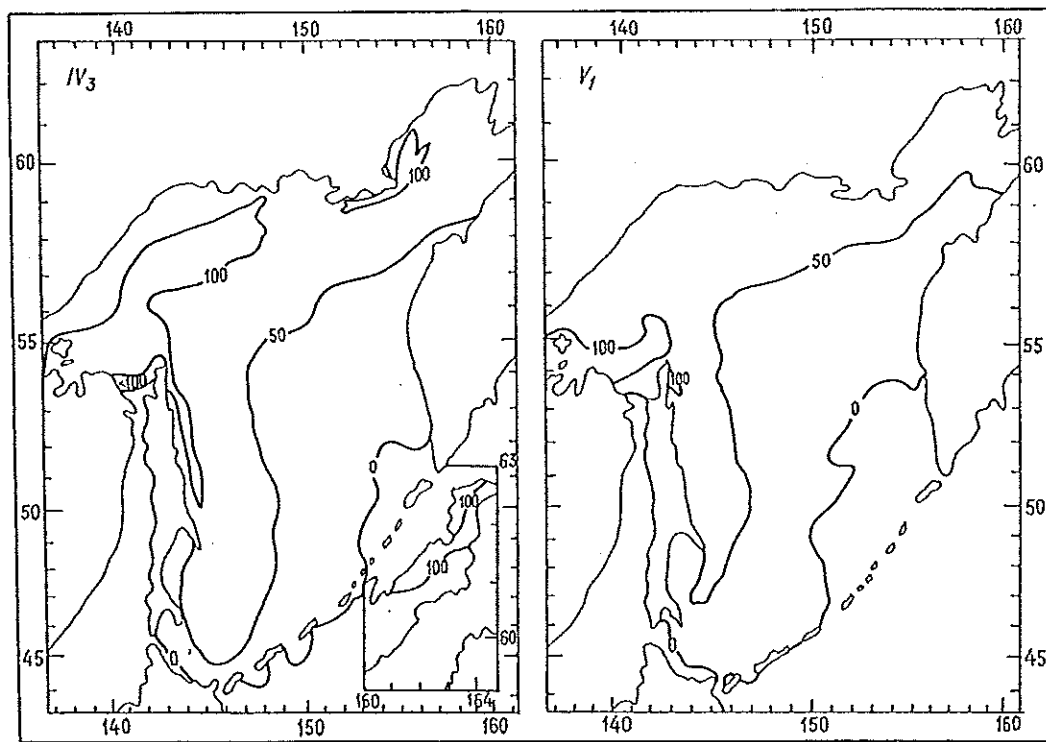
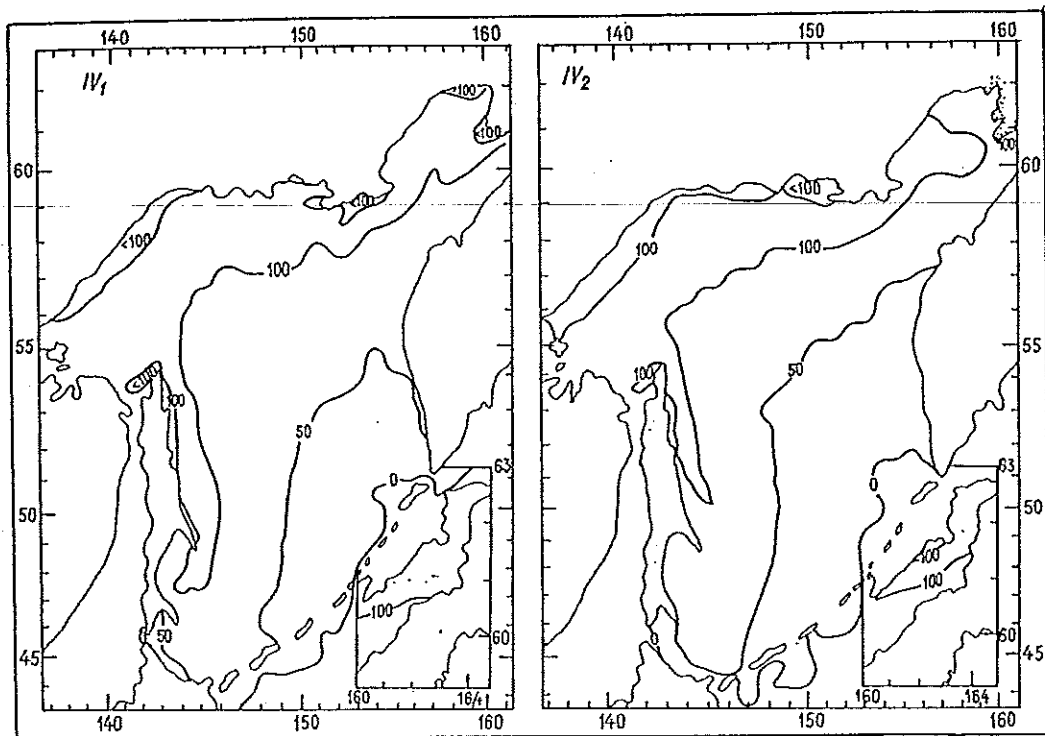


Рис. 9.1 (продолжение).

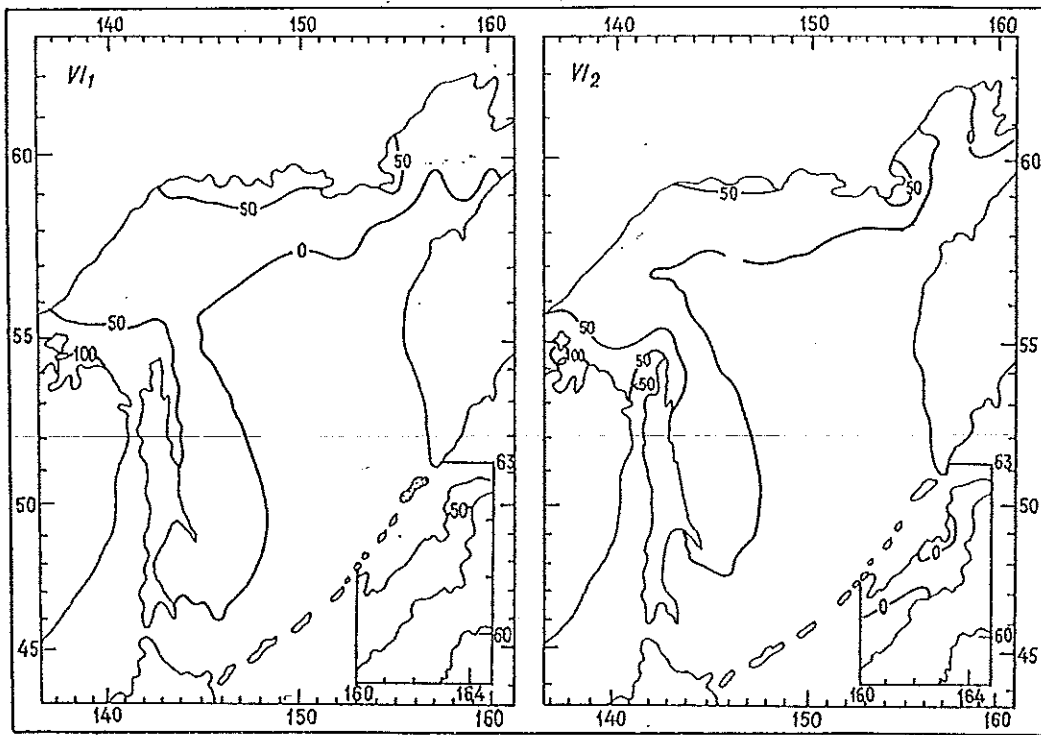
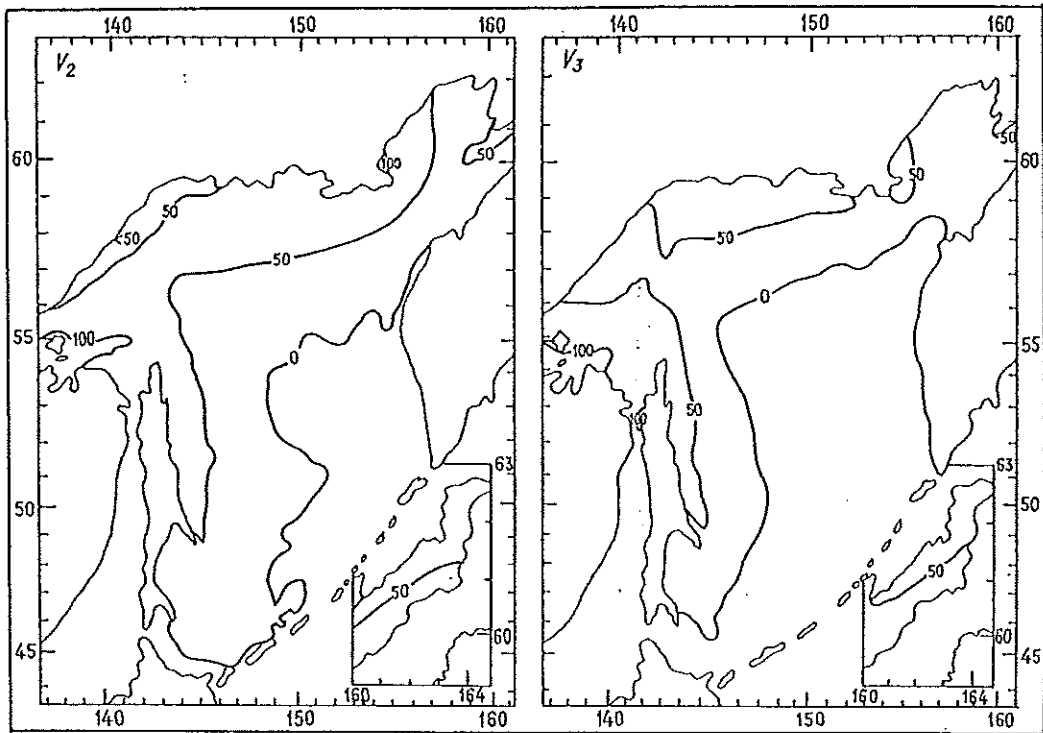


Рис. 9.1 (продолжение).

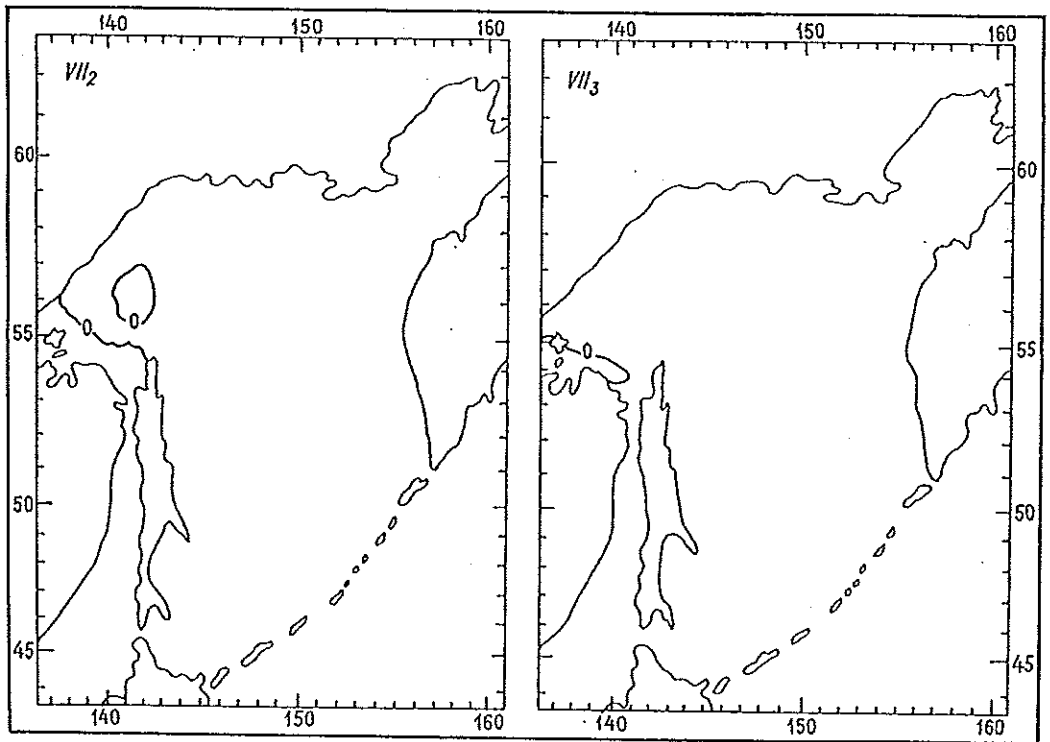
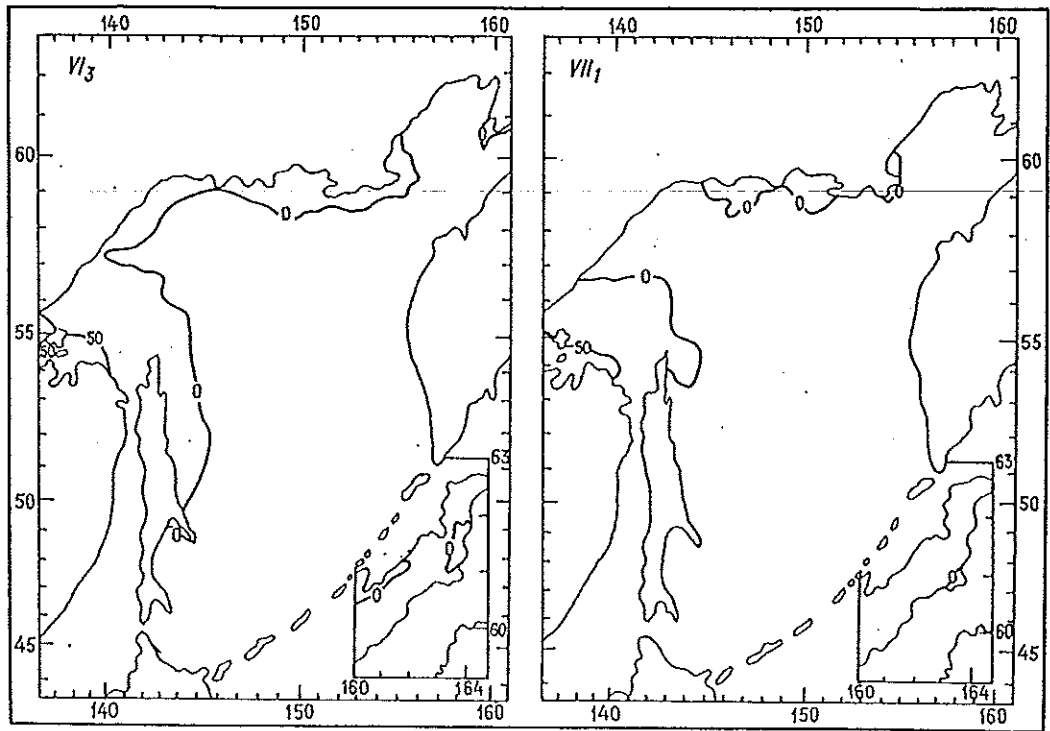


Рис. 9.1 (продолжение).

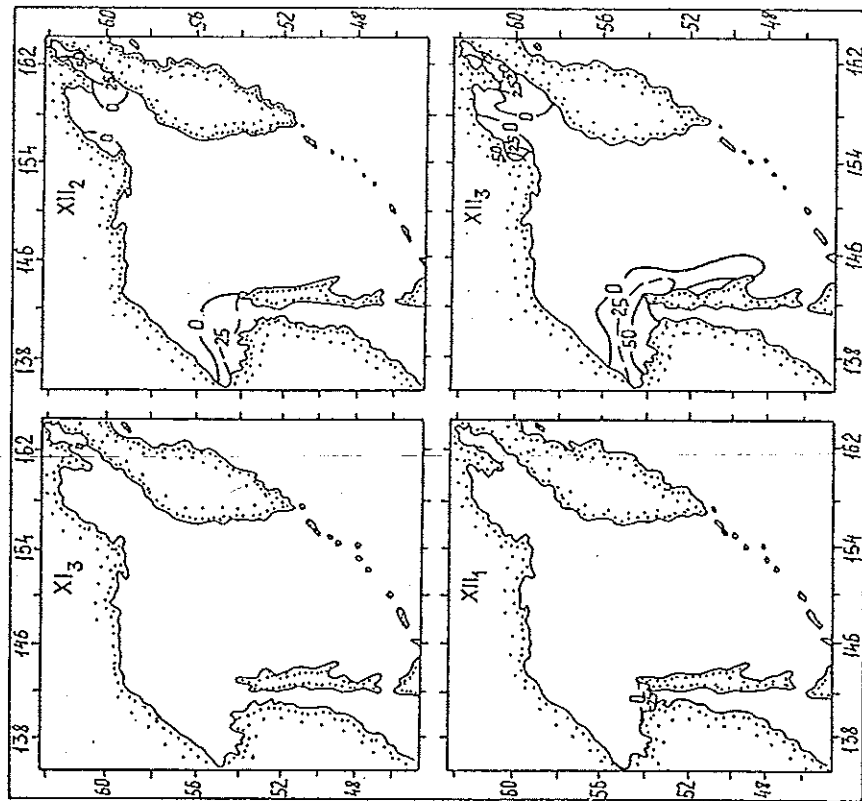
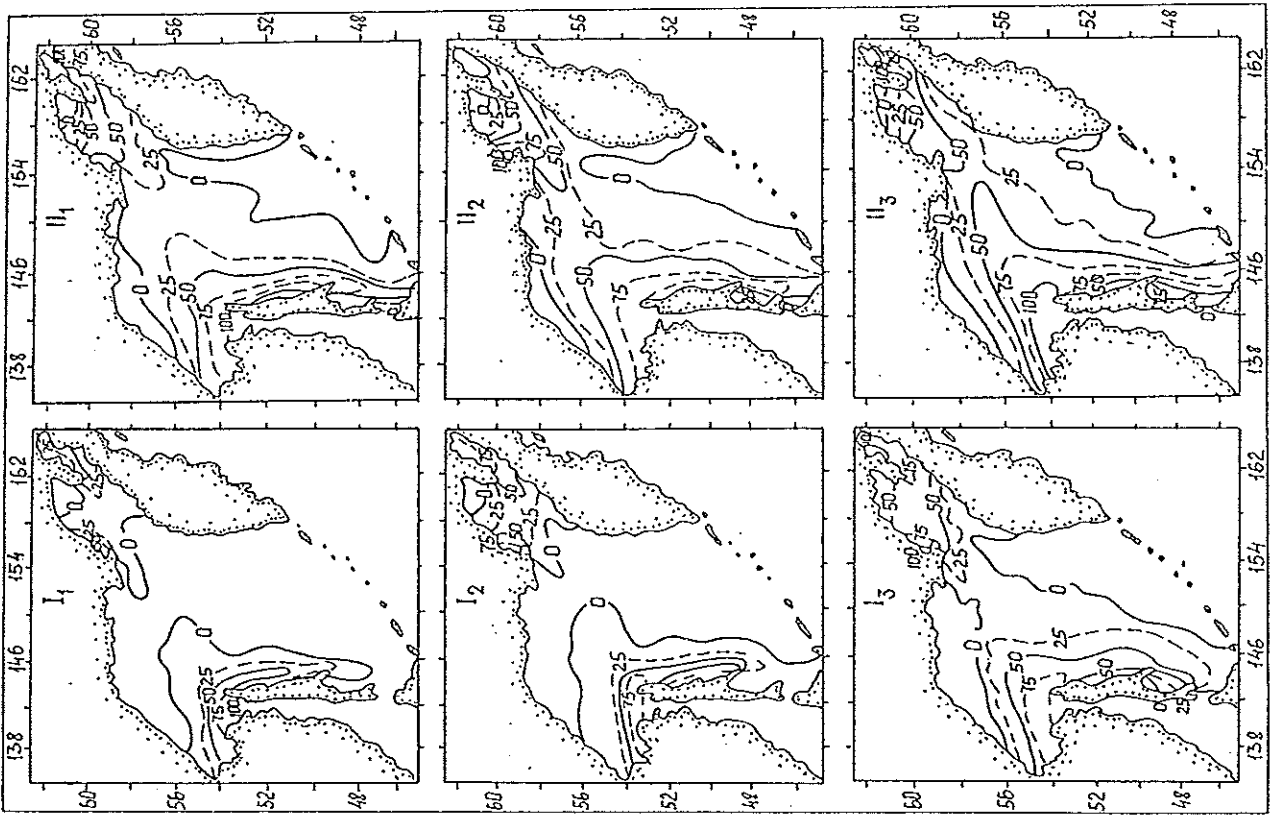
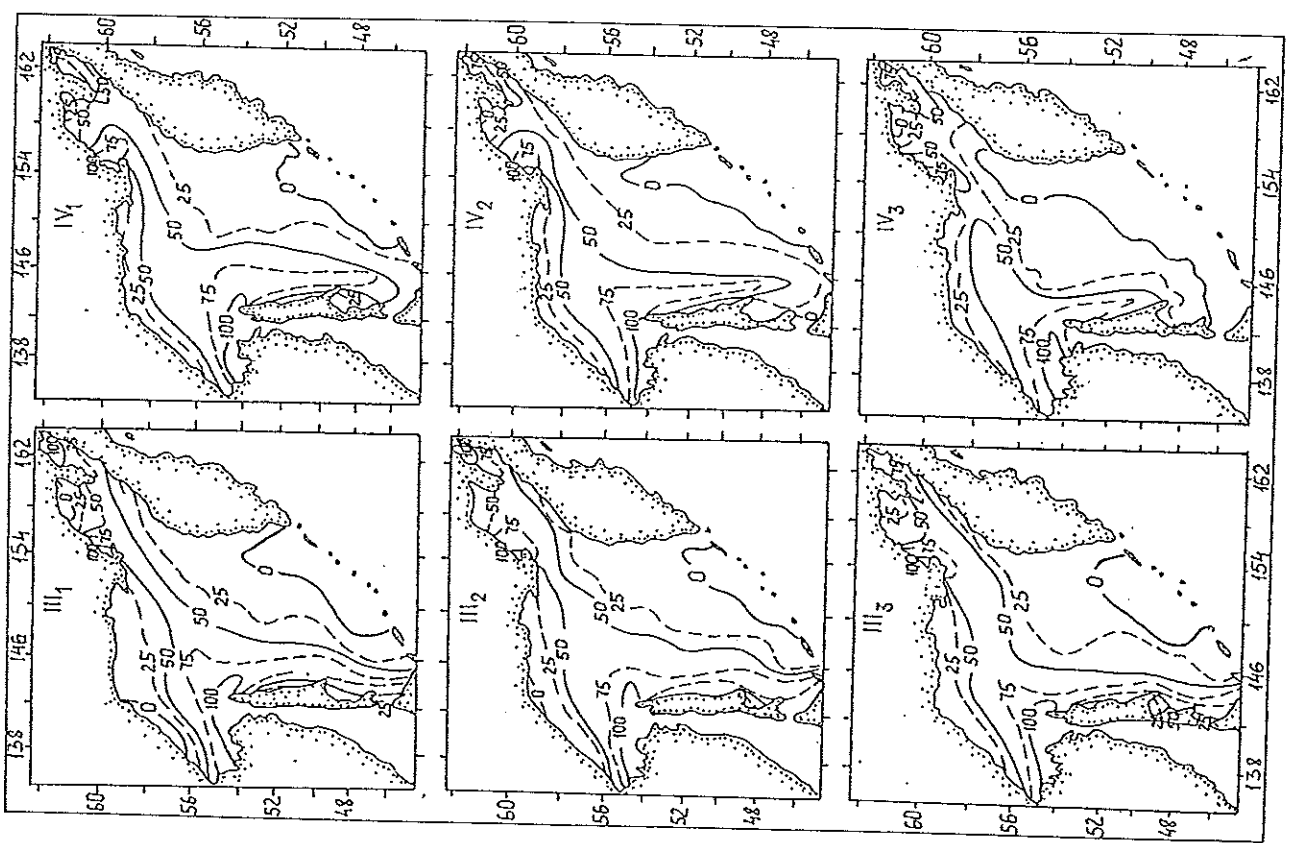
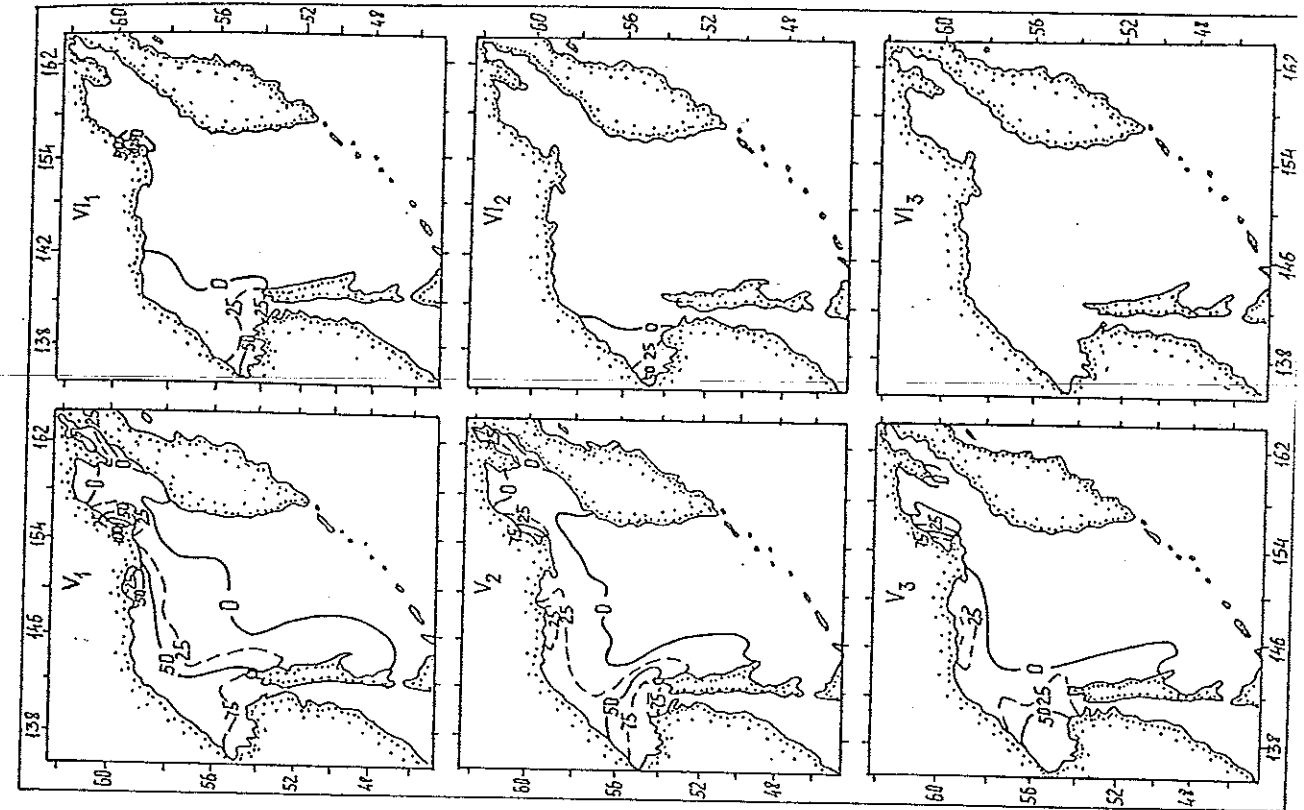


Рис. 9.2. Распределение вероятности (%) встречи с тяжелым льдом в Охотском море с ноября по июнь. В индексе указана декада месяца.



открытого побережья припай быстро разрушается или вообще не образуется. Дольше всего припай держится в Амурском лимане.

### 9.3.2. Образование, развитие и разрушение ледяного покрова

Первый лед появляется во второй половине октября в некоторых закрытых бухтах северной части Охотского моря. В конце октября — начале ноября наблюдается устойчивое ледообразование в Амурском лимане, Удской губе, заливах Академии и Тугурском. Затем лед образуется во всех бухтах северного побережья моря.

Декабрь — январь характерны развитием ледяного покрова в северной и западной частях моря. В это время льдом перекрываются все трассы на подходах к портам, за исключением прол. Лаперуза, который обычно заполняется льдом в начале февраля.

Максимум распространения ледяного покрова наступает в первой половине марта. К этому времени чистая вода обычно сохраняется в юго-западной части моря приблизительно на 20 % его площади. В суровые зимы льдом покрывается почти все море — 97 % поверхности; лишь у Курильских островов сохраняется узкая полоска воды. В мягкие зимы льдом покрывается около 57 % площади моря.

Начиная с апреля кромка льда смещается к северу, общая ледовитость моря сокращается. К середине мая ото льда очищается более половины площади моря.

В июне встречаются отдельные пятна льда у северо-восточного Сахалина вблизи Шантарских островов, вокруг п-ова Лисьянского, в Ямской и Пенжинской губах. Окончательное очищение моря ото льда происходит в июле, но после суровых и ледовитых зим к юго-западу от Шантарских островов возможны встречи с полосами льда даже во второй половине августа.

Для судоходства значительный интерес представляют так называемые зоны тяжелых льдов, являющиеся основным препятствием для плавания судов. Под тяжелыми льдами понимаются однолетние льды высокой сплоченности (не менее 8 баллов) крупных форм: поля, обломки полей. Движение судов в таких льдах возможно только при наличии современных ледоколов.

Развитие зоны тяжелого льда имеет много общего с развитием ледовитости моря. Экстремумы развития зоны тяжелого льда и ледовитости в многолетнем аспекте совпадают. Коэффициент корреляции между этими двумя характеристиками около 0,8.

Интенсивное нарастание площади тяжелого льда обычно наблюдается до середины марта. Максимальная площадь, занятая тяжелым льдом, зафиксирована во 2-й декаде марта 1987 г. — 69,7 % всей поверхности моря. В отдельные зимы под воздействием различных причин максимум может сдвигаться на одну-две декады в ту или другую сторону. Уменьшение площади тяжелого льда начинается в конце марта, и особенно резко оно происходит в апреле — мае. Количество тяжелого льда в июне очень незначительно и, как правило, не превышает 4 % поверхности моря. Раннее исчезновение тяжелого льда наблюдается во 2-й декаде мая, позднее — приходится на 2-ю декаду июня.

Наличие многолетнего ряда данных о ледовитости и зонах тяжелого льда позволило провести статистическую обработку и представить вероятностную структуру распределения этих параметров в Охотском море (рис. 9.1 и 9.2). Для построения изолиний вероятности встречи со льдом применялся медианный метод осреднения, широко используемый в аналогичных исследованиях (Якуниным в 1968, 1983 гг. и др.).

### 9.3.3. Типизация зим по характеру ледовых условий

Характер развития гидрометеорологических процессов, и в частности ледовых условий на море, в зависимости от ряда причин может быть существенно различен от года к году. При этом по ледовым условиям зимы условно можно разделить на три типа: суровые, умеренные и мягкие (табл. 9.1).

Таблица 9.1

Типизация зим по суммарной ледовитости

Зимы	Годы
Суровые	1958-59, 1959-60, 1960-61, 1965-66, 1966-67, 1972-73, 1977-78, 1978-79, 1979-80, 1984-85, 1987-88
Умеренные	1957-58, 1968-69, 1969-70, 1970-71, 1971-72, 1976-77, 1980-81, 1981-82, 1982-83, 1985-86, 1986-87
Мягкие	1956-57, 1961-62, 1962-63, 1963-64, 1964-65, 1967-68, 1973-74, 1974-75, 1975-76, 1983-84, 1988-89

В качестве параметра классификации использовалась суммарная ледовитость года, определяемая соотношением [11]

$$L_j = \sum_{i=1}^{P_j} L_{ij} \quad (9.1)$$

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.

К типу умеренных относились зимы с  $L_j$ , принадлежащей интервалу  $\bar{L} \pm (1/6)A$ , где  $A$  — амплитуда изменения характеристики.

К типу суровых и мягких зим относились зимы с  $L_j > \bar{L} + (1/6)A$  и  $L_j < \bar{L} - (1/6)A$  соответственно. Повторяемости каждого типа близки между собой. Именно такие равновероятные классификации, имеющие максимальную энтропию

$$H = - \sum_k P_k \ln P_k \quad (9.2)$$

( $k$  — индекс класса;  $P_k$  — повторяемость класса), наиболее интересны и удобны для решения ряда прикладных задач.

### 9.3.4. Изменчивость ледовитости Охотского моря

Сезонные и межгодовые колебания ледовых условий вносят существенный вклад в эволюцию ледовых процессов на замерзающих морях. Одной из основных обобщающих характеристик ледовых условий является ледовитость бассейна.

Данные о ледовитости задавались по 18 декадам ледового периода с декабря по май с 1960 по 1987 г. Выбор такого периода продиктован климатическими условиями и особенностями рассматриваемого района.

Сезонные колебания состояния ледяного покрова дальневосточных морей зависят как от астрономических факторов, так и от крупномасштабных гидрометеорологических процессов, формирующих климат и погоду данного региона.

Для анализа процессов эволюции ледовитости сезонного характера использовалась теория периодически коррелированных случайных процессов, с помощью которой существенно нестационарные процессы можно интерпретировать как стационарные однородные последовательности. Вычисленные для всех декад ледового периода оценки математического ожидания позволяют представить сезонный ход процессов, а оценки средних квадратических отклонений характеризуют их изменчивость (табл. 9.2).

Анализируя распределение оценок, можно выделить наличие ярко выраженного годового хода ледовитости и локального минимума изменчивости в период максимального развития ледовитости. Максимум изменчивости связан, как правило, с периодами значительных градиентов в распределении ледовитости (периоды развития и разрушения ледяного покрова). Наибольшее значение ледовитости в Охотском море приходится на середину марта.

Для оценки внутрисезонных связей строилась корреляционная матрица связи распределения ледовитости, из которой следует, что корреляция в течение ледового периода, как правило, сохраняет свой знак, что отражает определенную устойчивость возникающих тенденций (табл. 9.3). Наибольшая устойчивость процессов связана с периодом максимального развития ледовитости. К этому же периоду относится и максимальная продолжительность значащих связей (период с февраля по март; связи, удовлетворяющие 95 %-ному уровню значимости). Радиус значащих корреляций в эти периоды достигает 9—12 декад, т. е. развитие ледовых процессов именно в эти периоды и определяет дальнейшую эволюцию ледовых процессов. Это с свою очередь предполагает возможность инерционного прогноза на вторую половину ледового сезона. Минимальная продолжительность значащих связей относится к началу ледового сезона, что объясняет-

Таблица 9.2

Средние многолетние значения ледовитости  $L$  Охотского моря и их средние квадратические отклонения  $\sigma$

	XII <sub>1</sub>	XII <sub>2</sub>	XII <sub>3</sub>	I <sub>1</sub>	I <sub>2</sub>	I <sub>3</sub>	II <sub>1</sub>	II <sub>2</sub>	II <sub>3</sub>	III <sub>1</sub>	III <sub>2</sub>	III <sub>3</sub>	IV <sub>1</sub>	IV <sub>2</sub>	IV <sub>3</sub>	V <sub>1</sub>	V <sub>2</sub>	V <sub>3</sub>
$L$ %	12,0	19,9	31,8	44,4	53,7	60,8	67,4	73,9	78,0	80,7	81,9	79,1	72,9	66,6	55,1	38,1	27,3	16,0
$\sigma$ %	5,8	5,6	8,3	9,9	13,1	12,1	12,1	11,8	11,2	10,1	8,9	9,1	11,1	11,8	12,8	12,0	9,6	6,5
$C_v = \sigma/L$	0,48	0,28	0,26	0,22	0,24	0,20	0,18	0,16	0,14	0,13	0,11	0,12	0,15	0,18	0,23	0,32	0,35	0,41

Примечание. В индексе указана декада месяца.

Таблица 9.3

Корреляционная матрица связи значений декадных ледовитостей внутри ледового сезона

Месяц, декада	XII <sub>1</sub>	XII <sub>2</sub>	XII <sub>3</sub>	I <sub>1</sub>	I <sub>2</sub>	I <sub>3</sub>	II <sub>1</sub>	II <sub>2</sub>	II <sub>3</sub>	III <sub>1</sub>	III <sub>2</sub>	III <sub>3</sub>	IV <sub>1</sub>	IV <sub>2</sub>	IV <sub>3</sub>	V <sub>1</sub>	V <sub>2</sub>	V <sub>3</sub>
XII <sub>1</sub>	1,00																	
XII <sub>2</sub>	0,70	1,00																
XII <sub>3</sub>	0,38	0,67	1,00															
I <sub>1</sub>	0,24	0,48	0,79	1,00														
I <sub>2</sub>	0,21	0,32	0,65	0,79	1,00													
I <sub>3</sub>	0,11	0,38	0,49	0,67	0,73	1,00												
II <sub>1</sub>	0,31	0,41	0,41	0,59	0,56	0,88	1,00											
II <sub>2</sub>	0,40	0,44	0,43	0,56	0,65	0,89	0,95	1,00										
II <sub>3</sub>	0,41	0,43	0,48	0,50	0,64	0,84	0,87	0,94	1,00									
III <sub>1</sub>	0,32	0,29	0,31	0,38	0,38	0,67	0,79	0,79	0,88	1,00								
III <sub>2</sub>	0,29	0,33	0,29	0,33	0,31	0,65	0,75	0,70	0,82	0,91	1,00							
III <sub>3</sub>	0,20	0,25	0,26	0,37	0,46	0,80	0,78	0,81	0,90	0,88	0,88	1,00						
IV <sub>1</sub>	0,23	0,31	0,34	0,34	0,54	0,79	0,75	0,81	0,87	0,80	0,77	0,91	1,00					
IV <sub>2</sub>	0,16	0,26	0,42	0,37	0,52	0,78	0,76	0,79	0,83	0,72	0,69	0,80	0,85	1,00				
IV <sub>3</sub>	0,09	0,10	0,27	0,24	0,44	0,68	0,64	0,66	0,72	0,66	0,61	0,70	0,74	0,91	1,00			
V <sub>1</sub>	0,04	0,04	0,27	0,29	0,40	0,56	0,48	0,47	0,58	0,58	0,60	0,61	0,61	0,72	0,85	1,00		
V <sub>2</sub>	0,18	0,25	0,37	0,44	0,49	0,61	0,50	0,49	0,60	0,50	0,62	0,60	0,61	0,65	0,70	0,87	1,00	
V <sub>3</sub>	0,51	0,33	0,23	0,37	0,43	0,30	0,33	0,39	0,46	0,34	0,42	0,34	0,32	0,20	0,21	0,38	0,61	1,00

Примечание. В индексе указана декада месяца.

ся исходной неустойчивостью ледовых процессов в начале ледообразования. В этот период даже незначительные возмущения внешних факторов могут привести к существенному перераспределению образовавшегося ледяного покрова. В несколько меньшей мере подобные явления наблюдаются и в конце ледового периода.

Многолетние колебания ледовитости Охотского моря отображают крупномасштабные климатические изменения, происходящие в атмосфере и океане. В распределении оценок межгодовой изменчивости наблюдается определенная цикличность, анализ которой позволил бы представить механизм формирования климатических характеристик в конкретных регионах. Однако из-за недостаточной продолжительности имеющихся рядов наблюдений решать задачи о выделении многолетних скрытых периодичностей можно только приближенно.

Для оценки межгодовой изменчивости из совокупности декадных данных извлекались значения, отстоящие друг относительно друга на период, равный 1 году. Для центральной декады каждого месяца образовывались последовательности. По ним вычислялись оценки корреляционной функции и частотного спектра, которые дают возможность определить некоторые закономерности межгодовых изменений и выявить энергонесущие частоты (периоды цикличностей) и их порядок.

Время релаксации автокорреляционных функций, как правило, превышает дискретность данных (1 год). Отсюда вытекает возможность реализации авторегрессионных зависимостей со сдвигами по меньшей мере 1 год. Наряду с этим, в распределении автокорреляционных функций отмечаются некоторые особенности, свойственные квазипериодическим колебаниям. Наличие высоких значений спектральной плотности для периодов 2—3, 7—8, 11 и 22 года подтверждает сказанное (рис. 9.3). Учитывая объем имеющихся данных, здесь можно выделить только 2—3-летнюю периодичность, которая обычно обусловлена изменениями во взаимодействии основных центров действия атмосферы. Колебания с периодами около 7 лет, видимо, являются результатом биения, возникающего в атмо-

сфере и гидросфере планеты в случае наложения сезонных или годовых явлений мутационной по своему происхождению волны полусогнутого прилива. Наличие типов спектральной плотности на периодах 11 и 22 года, очевидно, связано с гелиофизическими факторами [24].

По характеру изменчивости в отдельную группу процессов можно выделить начальный период ледообразования по декабрь включительно, где корреляционные, а особенно спектральные функции, существенно отличаются от подобных функций в другие периоды. Это также отражает неустойчивость процессов в начальный период ледообразования, как упоминалось выше. Следовательно, ледяной покров в период его первичного формирования нельзя еще рассматривать как индикатор климатических процессов. Кроме того, в пространственно-временном аспекте наблюдается заметная неравномерность распределения весов отдельных циклических составляющих изменчивости. Если в периоды нарастания объема льда преобладают процессы с периодом 7—8 лет, то в период разрушения льда прослеживается сдвиг энергонесущих характеристик в область более низких, и начинают преобладать колебания с периодами 11 и 22 года.

Следует отметить, что в Охотском море наблюдается более выраженное преобладание 7—8-летней изменчивости.

Кроме отмеченных периодичностей, имеется и ряд вторичных пиков, однако вклад их в общую изменчивость значительно ниже. Данные периодичности, вероятно, являются обертонами основных циклов, так как выделяемые колебания в основном не являются синусоидальными, а аппарат спектральной теории предполагает разложение по синусоидальному базису [11].

Обобщая приведенные исследования, можно сформулировать следующие основные выводы:

- анализ пространственно-временной структуры ледовитости Охотского моря показал значительную внутрисезонную и межгодовую изменчивость;
- максимум сезонной изменчивости, как правило, связан с периодами значительных градиентов в распределении ледовитости;

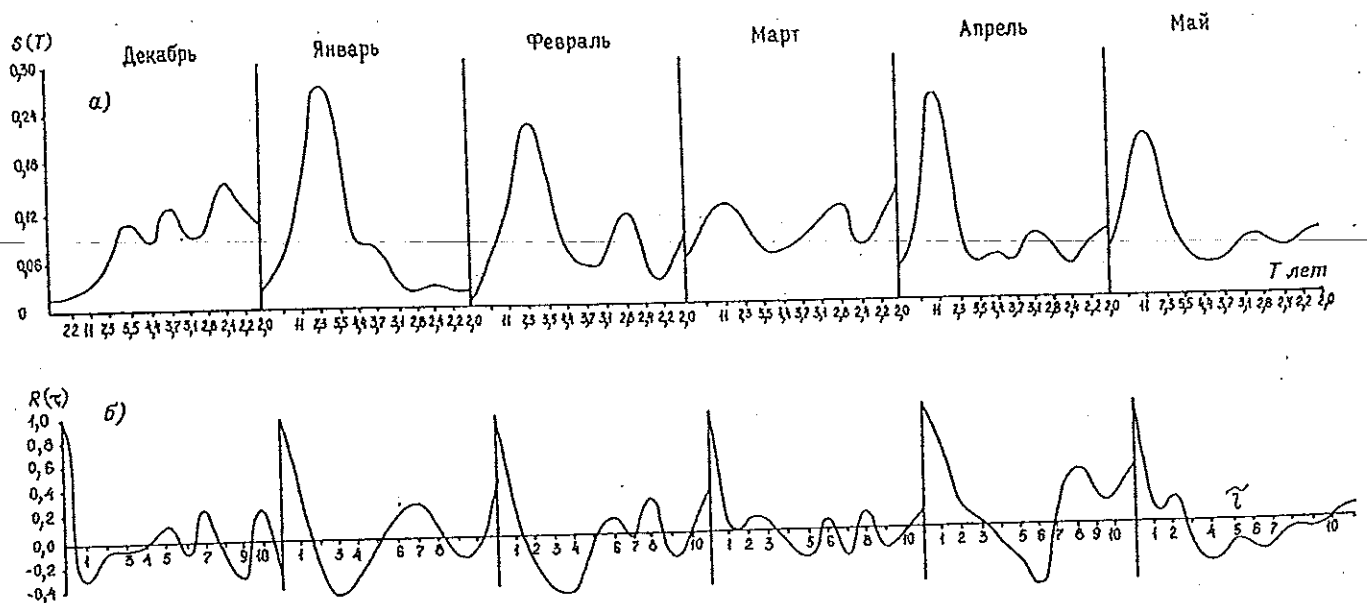


Рис. 9.3. Оценки частотных спектров ледовитости (а) и корреляционных функций ледовитости (б) Охотского моря.

Распределение доверительных интервалов средних градиентов ледовитости Охотского моря по декадам

	ХП <sub>1</sub>	ХП <sub>2</sub>	ХП <sub>3</sub>	I <sub>1</sub>	I <sub>2</sub>	I <sub>3</sub>	П <sub>1</sub>	П <sub>2</sub>	П <sub>3</sub>	Ш <sub>1</sub>	Ш <sub>2</sub>	Ш <sub>3</sub>	IV <sub>1</sub>	IV <sub>2</sub>	IV <sub>3</sub>	V <sub>1</sub>	V <sub>2</sub>	V <sub>3</sub>
γ <sub>н</sub> ...	4,8	6,1	7,8	5,1	2,2	0,1	-0,3	-1,0	-2,5	-3,4	-6,0	-9,9	-11,8	-15,3	-20,6	-20,0	-16,2	-15,7
γ <sub>в</sub> ...	11,0	13,8	16,5	16,9	14,2	13,6	12,5	11,6	9,3	7,4	4,4	0,9	-0,6	-2,5	7,8	-7,8	-5,9	-6,9

Примечание. γ<sub>н</sub> и γ<sub>в</sub> — соответственно нижняя и верхняя границы доверительного интервала; в индексе у месяца указана декада.

— радиусы корреляции значащих связей также претерпевают сезонные изменения. Максимальные изменения зафиксированы в периоды развитого ледяного покрова и составляют 9—12 декад. Это свидетельствует о существенной инерционности ледовых процессов и о возможности предсказания по крайней мере на этот срок;

— в многолетнем плане в колебаниях ледовитости предполагается существование 2—3-, 7—8-, 11- и 22-летней цикличности;

— анализируя перераспределение вкладов различных составляющих в общую изменчивость ледовых процессов, можно провести разделение ледового сезона на три периода: начальный период (по декабрь включительно), где значительный вес приобретают мелкомасштабные составляющие и процессы формирования льда отличаются неустойчивостью; период устойчивого формирования ледяного покрова (с января по февраль), где основной вклад вносит 7—8-летняя составляющая изменчивости, и период максимального развития и последующего разрушения льда, где доминируют 11- и 22-летние циклы изменчивости.

Выявленные особенности пространственно-временных перераспределений преобладающих цикличностей необходимо учитывать при разработке долгосрочных и сверхдолгосрочных ледовых прогнозов в Дальневосточном регионе.

### 9.3.5. Естественные ледовые периоды

Ледовые характеристики в течение сезона претерпевают ряд преобразований, соответствующих формированию, стационарированию и разрушению ледяного покрова. Статистические характеристики в периоды, соответствующие этим преобразованиям, наиболее важны для анализа ледовых условий Охотского моря в целом.

В различных районах моря данные преобразования для каждой характеристики могут происходить с различными временными сдвигами. Следовательно, для выделения периодов, несущих информацию об определенном этапе развития комплекса ледовых элементов, необходимо использование какой-то общей интегральной оценки. В качестве такой оценки может служить ледовитость моря. При этом выделенные периоды не претендуют на описание детального представления процессов на отдельных акваториях, но в то же время могут служить в качестве общей оценки развития ледовых условий в целом.

Ход ледовитости во времени определяется скоростью изменения площади, занятой льдом, от декады к декаде. Этот параметр и использовался для выделения естественных ледовых периодов.

Градиенты ледовитости вычислялись в виде доверительных интервалов:

$$\Delta \bar{L}_k / \Delta t = [(\bar{L}_{k+1} - \bar{L}_{k-1}) / 2 \pm t_T \sqrt{(\sigma_{k+1}^2 + \sigma_{k-1}^2) / (n+1)}] / \Delta t, \quad (9.3)$$

где  $\bar{L}_k$  — среднее многолетнее значение ледовитости декады;  $\sigma_k$  — среднее квадратическое отклонение декады;  $\Delta t$  — интервал времени, на котором рассчитывается градиент;  $n$  — объем выборки (количество лет наблюдений за ледовитостью);  $t_T$  — табличное значение критерия Стьюдента, соответствующее принятому уровню значимости  $\alpha = 5\%$  при числе степеней свободы

$$v = 2(n - 1). \quad (9.4)$$

Предварительно с помощью критерия Коцрена проверялась гипотеза о статистической однородности флюктуаций в различные декады ледового периода:

$$K_\alpha = \frac{\max \sigma_k^2}{\sum_{k=1}^m \sigma_k^2}, \quad (9.5)$$

где  $\sum_{k=1}^m \sigma_k^2$  — сумма дисперсий по декадам;  $\max \sigma_k^2$  — наибольшая частная дисперсия;  $m$  — количество декад.

Сравнение вычисленного значения  $K_\alpha$  ( $K_\alpha = 0,072$ ) с табличным  $K_T$  ( $K_T = 0,109$ ) при принятом уровне значимости  $\alpha = 5\%$  подтвердило выдвинутую гипотезу.

Результаты вычислений по формуле 9.3 при  $\alpha = 5\%$  и  $n = 27$  представлены в табл. 9.4.

Анализируя данные табл. 9.4, можно выделить три периода, ледовые процессы в которых одинаково направлены: осенний период, где доверительный интервал лежит в положительной области (декабрь—январь); зимний период, где интервал характеризуется знакопеременностью (февраль—март), и весенний период, доверительный интервал для которого располагается в отрицательной области (апрель—май).

Выделенные таким способом временные интервалы в развитии ледовитости Охотского моря были условно названы естественными ледовыми периодами.

### 9.3.6. Сплоченность, возраст и формы льда

Одним из важных факторов, определяющих ледовые условия, является сплоченность льда.

К концу ноября и в начале декабря северные и северо-западные районы моря настолько выхолаживаются, что интенсивное ледообразование насту-

пает на значительных площадях моря. По данным авиаразведок большое количество льда сплоченностью 9—10 баллов в северо-западном районе моря может образоваться за 2—3 сут. Дальнейшее выхолаживание моря и интенсивное ледообразование приводят к увеличению сплоченности льда. За период максимума распространения ледяного покрова, наблюдающегося в 1-й декаде марта, сплоченным и сплошным льдом покрывается почти 80 % площади моря.

Южная половина зал. Терпения, участок, прилегающий к северной половине о. Сахалин, северо-запад моря и зал. Шелихова в начале марта заполнены льдом сплоченностью 10 баллов. К зоне сплошного льда с востока примыкает пояс со сплоченностью более 6 баллов, ширина которого в среднем составляет 100—120 миль.

Участок с меньшей сплоченностью имеет значительное распространение и локализуется в юго-восточной части моря. Такой лед характерен только для прикромочной зоны.

Интересно распространение льда в прол. Лаперуза. Здесь с января по март приблизительно в равном количестве встречается лед сплоченностью 10 и 7—9 баллов. Начало и конец ледового периода характерны преобладанием чистой воды, однако возможно и появление зон разреженного льда.

С началом весенних процессов сплоченность уменьшается за счет более быстрого таяния молодых видов льда, встречающихся среди остальных старых толстых льдов.

Под действием ветра, приливных явлений и низких температур воздуха лед начальных видов сплавливается и смерзается, превращаясь в светлый нилас и серый лед. Уже в середине ноября в Амурском лимане и вершине Пенжинской губы серый лед и светлый нилас переходят в стадию серо-белого. Быстрое нарастание льда обуславливает появление в декабре в этих районах зоны серо-белого льда с наличием тонких однолетних льдов различных стадий. Серо-белый лед, образующийся к северу от о. Ионы, под действием ветра и течений перемещается на юг, где соединяется с таким же льдом на входе в Сахалинский залив. В конце декабря при сильных восточных ветрах серый лед у восточного Сахалина прижат к берегу, происходит его наслоение, торошение и смерзание, в результате чего по толщине он может быть принят за толстый однолетний лед. Одновременно появляются так называемые прибрежные зоны отеснения у северо-западного побережья, в вершине Гижигинской губы, а также у западной Камчатки, в которых преобладают более молодые виды льда.

Обычно в середине февраля массив с преобладающим льдом средней толщины распространяется до о. Хоккайдо и блокирует прол. Лаперуза с востока. В марте толстый однолетний лед пенжинского массива, перемещаясь в юго-западном направлении, полностью блокирует подходы к магаданскому порту и соединяется с сахалинским массивом льда. К этому времени во многих районах открытого моря плавание затруднено даже для судов класса УЛА, а в Сахалинском заливе, к югу от Шантарских островов и Ямской губы, если учитывать влияние сжатий, плавание практически невозможно, даже для ледоколов типа „Москва“.

Общее разрушение льда в апреле приводит к быстрому вытаяванию молодых видов льда, в связи с

чем уже в мае преобладает повсеместно однолетний лед. В последующий период вплоть до очищения встречается только разрушающийся однолетний лед.

При осеннем ледообразовании преобладают первичные формы в виде ледяных игл, сала, шуги. При дальнейшем смерзании образуются ледяные поля всех размеров вплоть до гигантских. Интенсивные приливные течения и ветровая изменчивость обуславливают большую подвижность ледяного покрова, что приводит к разлому и торошению ледяных полей, а низкие отрицательные температуры воздуха способствуют смерзанию мелких форм льда (старых и молодых) в крупные. С января по март с общим развитием ледообразования происходит увеличение количества ледяных полей. В эти месяцы битые льды встречаются только вблизи кромки льда полосой 30—60 миль. В северо-западной части моря от Тауйской губы до Сахалинского залива среди преобладающих больших полей в феврале появляются обширные ледяные поля, горизонтальные размеры которых достигают 10 км. В марте большие поля преобладают в северо-западной части моря, вдоль побережья восточного Сахалина и на акватории Ямской губы. С апреля начинается интенсивное разрушение льда и увеличение количества битых льдов.

Анализ процессов формирования полей сплоченности, возраста и форм льда показал значительную пространственно-временную изменчивость этих характеристик. Для предварительной оценки характера пространственной изменчивости полей сплоченности, возраста и форм льда по акватории моря были построены распределения дисперсии для каждого элемента.

Для расчета дисперсий по 50 районам, на которые было разбито Охотское море, для каждого естественного ледового периода (декабрь—январь, февраль—март, апрель—май) были сформированы выборки по сплоченности, возрасту и формам льда за 1960—1987 гг.

Рассчитанные дисперсии картировались (рис. 9.4—9.6). Как видно из рисунков, распределение дисперсий полей сплоченности, возраста и форм льда весьма схожи между собой.

Подобное сходство обусловлено особенностью дисперсий, рассчитанных по ограниченным совокупностям дискретных величин [4]. Причем в силу особенностей процессов, определяющих изменение полей ледовых элементов в Охотском море, и морфометрических характеристик бассейна изолинии дисперсий вытянуты в меридиональном направлении.

Основные различия в полях дисперсий сплоченности, возраста и форм льда выражаются в некотором смещении центров соответствующих изолиний. Так, изолинии в полях дисперсий форм льда смещены к северо-западу, а для возраста льда фиксируется сгущение изолиний вблизи южной кромки льда и в северо-западной части моря; кроме того, они более вытянуты к югу по сравнению с распределением дисперсий в полях сплоченности льда.

Это, по-видимому, связано с тем, что поля форм льда преимущественно формируются под воздействием динамических причин, а поля возраста (толщина) льда определяются главным образом термическими факторами (формирование полей сплоченности складывается под воздействием как динами-

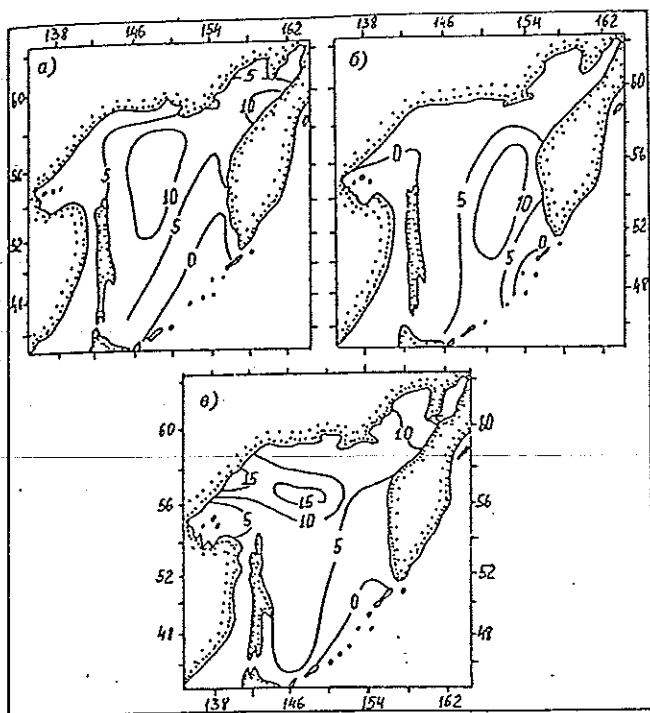


Рис. 9.4. Распределение дисперсий для полей сплоченности льда в Охотском море для осеннего (а), зимнего (б) и весеннего (в) периодов.

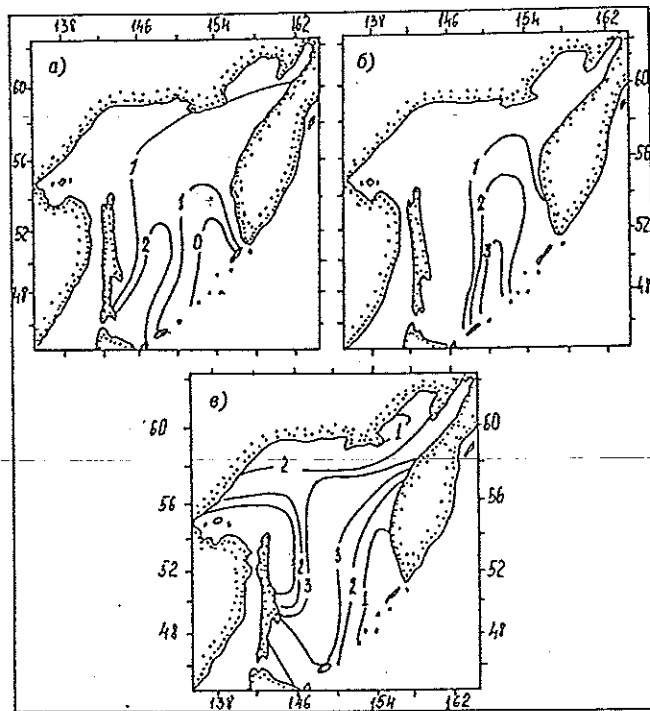


Рис. 9.6. Распределение дисперсий для полей форм льда в Охотском море для осеннего (а), зимнего (б) и весеннего (в) периодов.

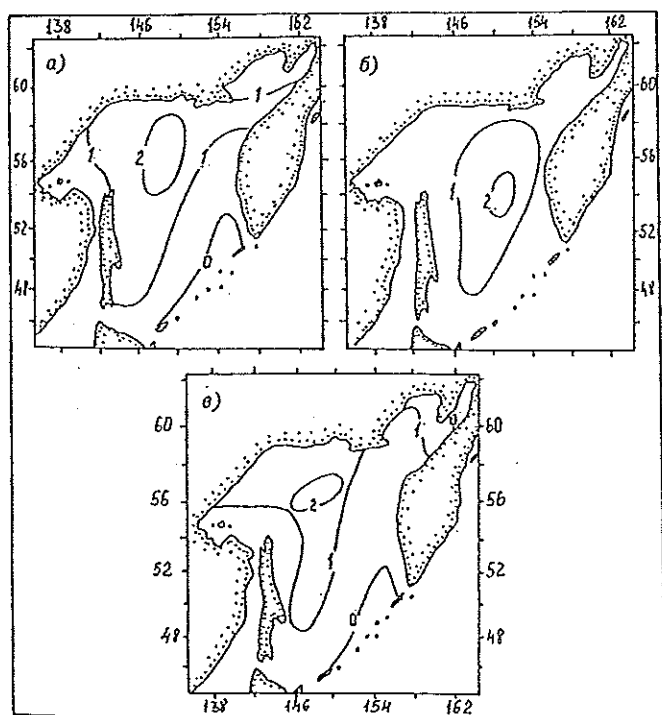


Рис. 9.5. Распределение дисперсий для полей возраста льда в Охотском море для осеннего (а), зимнего (б) и весеннего (в) периодов.

ческих, так и термических факторов). Кроме того, в зонах, где максимально меняется сплоченность, основные изменения форм льда уже произошли, а изменения возраста еще не достигли максимального развития.

### 9.3.7. Торосистость и заснеженность льда

Торошение льда в Охотском море происходит под действием штормовых ветров, приливных явлений и горизонтального давления льда, возникшего под совокупным влиянием ветра и течений. Штормовой ветер вызывается глубокими циклонами, заходящими в Охотское море с юга, вследствие чего такой вид торошения наиболее сильно выражен в южной и восточной частях моря. Торошение под действием приливных явлений характерно для Пенжинской губы и акватории, прилегающей к Сахалинскому заливу. Самое сильное торошение обычно происходит при суммарном воздействии ветра, течений, приливных явлений. К таким районам можно отнести Сахалинский залив и Ямскую губу. В Сахалинском заливе уже в январе существует зона с торосистостью 3 балла. Формирование этой зоны приходится на декабрь, когда наблюдаются наибольшие в году суточные колебания уровня и максимальные скорости ветра.

В Амурском лимане, Сахалинском заливе и вокруг Шантарских островов уже в середине декабря преобладают поля сморози из тонкого однолетнего и серо-белого типов льда.

Высота торосов в открытом море в среднем не превышает 1 м, на участках с интенсивным торошением в районах Сахалинского залива, Ямской и Пенжинской губ она увеличивается до 1,5—3,0 м. В указанных районах, а также у северных берегов восточного Сахалина на глубинах до 20 м возможна встреча со стамухами.

Снежный покров на льду Охотского моря распределяется неравномерно. Уже в декабре снежный покров на льду Сахалинского залива, Ямской и Пенжинской губ значительно развит. Заснеженность в этих районах достигает 2 баллов. В январе

заснеженность льда начинает увеличиваться. В марте общая заснеженность постепенно увеличивается и достигает своего максимума. Зона с заснеженностью в 3 балла в марте занимает район Шантарских островов, Сахалинский залив и побережье о. Хоккайдо. В апреле заснеженность начинает повсеместно уменьшаться.

### 9.3.8. Сжатие и разрежение льда

Одним из важнейших препятствий для плавания судов во льдах является сжатие. В дрейфующем ледяном покрове сжатия происходят в основном под действием ветра и приливных явлений. Ветер, воздействуя на ледяной покров, сплачивает или разрежает льды, в результате чего на отдельных участках моря появляются стационарные и нестационарные зоны сжатия и разрежения.

В стационарных зонах сжатия в Охотском море всю зиму наблюдается интенсивное торосообразование. К ним относятся районы, прилегающие к Шантарским островам, Сахалинский залив, Ямская и Пенжинская губы. Периодические сжатия льда, вызываемые приливными явлениями, могут возникать на судоходных трассах один, а в некоторых районах два раза в сутки. В Охотском море приливные сжатия льда наблюдаются на спаде уровня, а разрежения — на подъеме.

Самые сильные сжатия происходят при совокупном воздействии ветра и приливных явлений на участках с интенсивным ледообразованием (район Сахалинского залива).

В Охотском море наблюдаются постоянно и периодически существующие в зимний период зоны разрежения (в заливах Анива и Терпения, у восточного Сахалина, аяно-охотская, тауйская, у п-овов Кони и Пьягина, гижигинская, у западной Камчатки, в горле зал. Шелихова, в районе о. Ионы и над банкой Кашеварова). Эти зоны отчетливо разделяются на три типа. В зонах разрежения первого типа практически всю зиму существует стационарная прибрежная полынья, поддерживаемая постоянными отжимными ветрами, дующими с материка. Для второго типа зон разрежения характерно уменьшение их повторяемости к весне вследствие сезонной изменчивости дрейфа льда под влиянием муссонного климата. Третий тип зон разрежения характерен снижением повторяемости в феврале—марте и ее увеличением в апреле и обусловлен рельефом дна и вертикальной циркуляцией вод.

Прибрежная полынья у западной Камчатки зависит от комплекса метеорологических условий и имеет отдельные сходные черты всех трех типов разрежения.

В Охотском море существует еще один вид разрежения. Это трещины и разводья, возникающие при прохождении приливных волн в ледяном покрове. Причем зонам с наибольшим количеством трещин соответствует наибольшее количество случаев сжатия — разрежения льда при сплоченности льда, близкой к максимальной, — это участки в северной, северо-восточной и западной частях моря. В битых льдах эти особенности не прослеживаются.

Следует отметить, что правильный учет стационарных и периодически открывающихся трещин и разводий существенно облегчает условия плавания судов во льдах Охотского моря.

### 9.3.9. Припай

Развитие и распространение припая в Охотском море крайне неравномерно. В закрытых заливах и бухтах он образуется ежегодно и имеет значительное распространение. У прямолинейных открытых берегов и мысов припай вообще не образуется.

Раньше всего устойчивый припай появляется в Амурском лимане, обычно в середине ноября. В начале декабря припай образуется в вершине Ямской губы, а затем в заливах Ульбанский, Тугурский и Николая, распространяется во вторичных бухтах и заливах Тауйской, Гижигинской и Пенжинской губ. Максимальное распространение припая наблюдается в конце марта.

На юге моря припай образуется только в мелководной бух. Лососей в зал. Анива и держится с конца декабря до конца марта. Ширина его обычно сравнительно небольшая (0,1—0,5 км).

В зал. Терпения припай образуется ежегодно, только в его западной части в среднем в первой половине января. В течение всей зимы ширина припая может достигать нескольких километров.

Вдоль восточных берегов о. Сахалин припай большого распространения не имеет. У северного берега ширина его обычно составляет 2—3 км, но в отдельные годы может достигать 10 км. В центре и на юге восточного Сахалина устойчивый припай практически не образуется.

У берегов в средней части моря в марте припай занимает почти весь Сахалинский залив, зал. Николая и южные половины заливов Ульбанский и Тугурский. У западных берегов моря припай образуется во внутренних закрытых заливах и бухтах. У открытых берегов образование припая возможно, но большого распространения он не имеет. У берегов западной Камчатки и Курильских островов припай практически не образуется.

Разрушение припая во внутренних бухтах и заливах начинается в апреле, поздние сроки разрушения припая приходится в среднем на 3-ю декаду мая. У открытых берегов за зиму наблюдается многократный взлом припая.

Толщина припая на ровных незаторошенных участках Сахалинского залива и Амурского лимана достигает 130—160 см.

Продолжительность периода с наличием припая зависит от особенностей формирования припая и местных орографических условий. В глубоко вдающихся в сушу бухтах и заливах припай держится 140—170 сут. Дольше всего припай держится в Амурском лимане (в среднем 203 дня).

### 9.3.10. Толщина льда

Сведений о толщине льда на открытой акватории Охотского моря практически нет. Поэтому о ней можно судить лишь по расчетным данным. В работе Л. П. Якунина (1984) приводятся расчетные карты толщины льда на момент максимального развития ледяного покрова (рис. 9.7).

Расчет средней толщины льда с учетом сплоченности и возрастных видов выполнен в каждом квадрате по соотношению

$$h_i = 0,1(Ah_6 + Bh_{c6} + Ch_c + Dh_*), \quad (9.6)$$

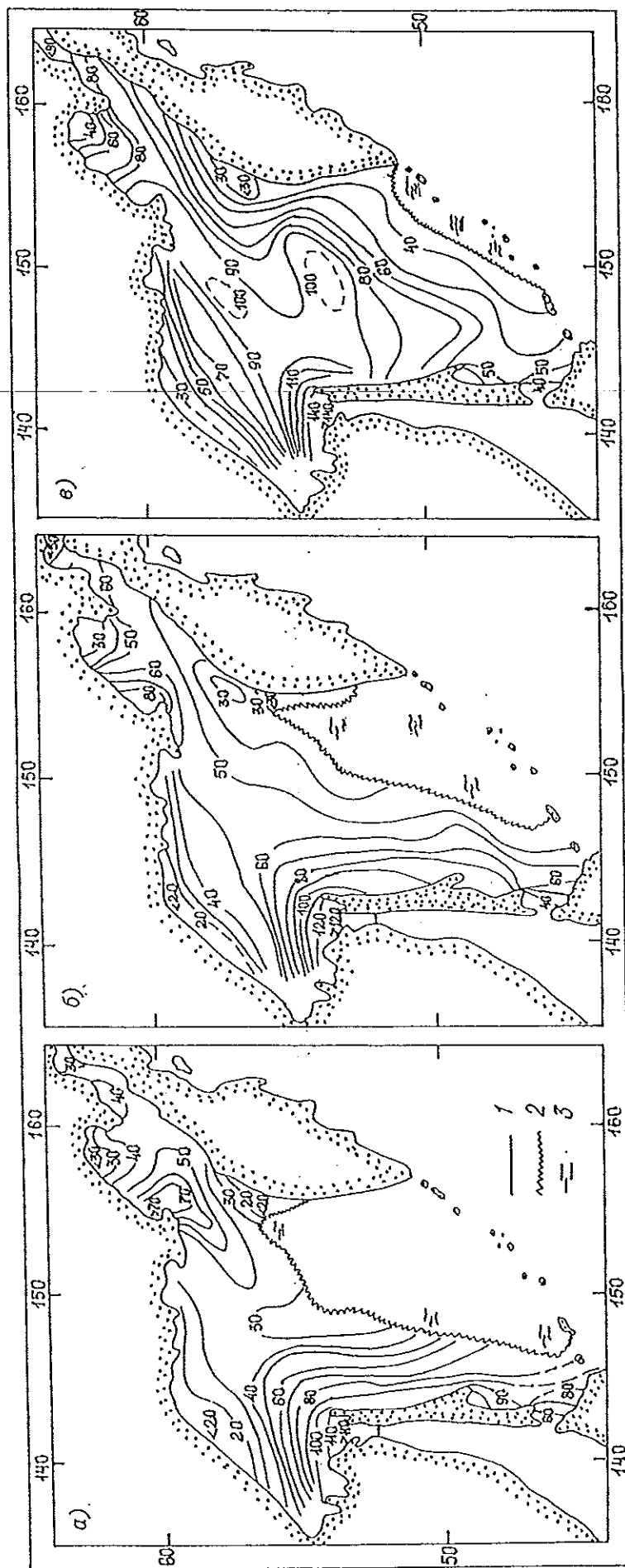


Рис. 9.7. Расчетная толщина (мощность) льда Охотского моря в малоледовитую (а), умеренную (б) и ледовитую (в) зимы.  
 1 — изолинии толщины льда, см; 2 — кромка льда; 3 — частая вода.

где  $h_l$  — средняя толщина льда, см;  $A, B, C, D$  — сплошность однолетнего, серо-белого, серого и первичных видов льда соответственно;  $h_6, h_{сб}, h_c, h_*$  — толщина соответствующих возрастов видов льда:  $h_6 = 70$  см,  $h_{сб} = 25$  см,  $h_c = 15$  см,  $h_* = 10$  см.

Полученная для каждого квадрата средняя толщина льда исправлялась за счет торосистости по формуле

$$H_{IT} = h_l + 0,25h_l T, \quad (9.7)$$

где  $H_{IT}$  — средняя толщина льда с учетом торосистости;  $h_l$  — средняя толщина льда;  $T$  — торосистость, балл.

Полученные карты не позволяют представить все реальное многообразие в распределении толщин льда на акватории Охотского моря, а дают лишь общую картину. Здесь следует обратить внимание на характерные для любых типов зим закономерности. Наличие наиболее толстого льда в районе Сахалинского залива может быть объяснено мелководностью и существенной опресненностью района за счет стока р. Амура, что создает значительный градиент плотности подстилающих вод и препятствует поступлению тепла к поверхности в период ледообразования. Наиболее тонкий лед наблюдается в районах Аяно-Охотского побережья, берегов западной Камчатки и северной части зал. Шелихова. В этих районах за счет установившегося ветрового режима в зимний период происходит оттеснение льда от берега и образование нового. Обращает на себя внимание увеличение толщины льда в центральной части северной половины моря. Анализ причин, вызывающих такое распределение льда, позволяет говорить о двух факторах: о выносе в этот район тяжелых льдов из северо-восточных районов моря и о наличии обширного холодного промежуточного слоя вод, затрудняющих поступление теплых глубинных вод к поверхности.

Для получения дополнительных сведений о возможной толщине льда на акватории моря успешно используются численные модели. По результатам численных экспериментов можно проследить динамику изменения толщины льда и посредством моделирования выявить основные влияющие факторы. Подобная работа для условий Охотского моря была проведена А. Г. Петровым в 1982 г. На рис. 9.8 представлен пример расчета толщины льда в период устойчивого ледообразования для условий умеренной зимы.

В начальный период ледообразования (декабрь) наибольшая толщина льда (40—50 см) наблюдается в районах мелководий и при низких температурах воздуха, за исключением районов, расположенных северо-восточнее Шантарских островов, где за счет адвекции сохраняется значительный теплозапас вод, и района аяно-охотской полыньи. В январе толщина льда не превышает 70 см. Наиболее толстый лед нарастает в Сахалинском заливе. Относительное увеличение толщины льда наблюдается в областях интенсивного развития холодного промежуточного слоя, в местах же с большей глубиной залегания его верхней границы толщина льда меньше при прочих равных условиях.

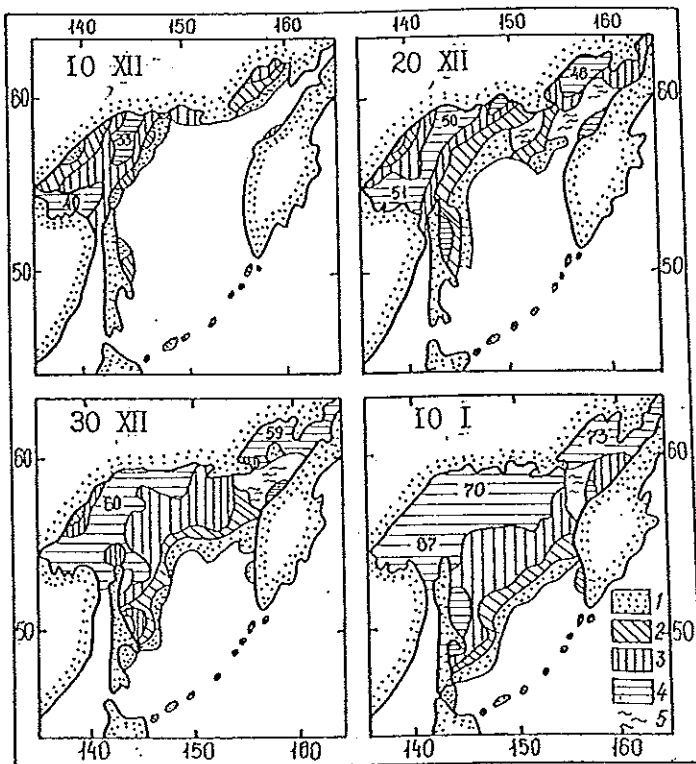


Рис. 9.8. Карты толщин льда (см), рассчитанных по программе ААНИИ.

1 — молодой лед; 2 — серый лед; 3 — серо-белый лед; 4 — однолетний лед; 5 — чистая вода.

Наиболее тонкий лед имеет место в прикромочной области, в центре зал. Шелихова, у побережья западной Камчатки, где его толщина не превышает 30 см. В целом характерные изгибы изолиний толщины льда соответствуют изолиниям глубин залегания холодного промежуточного слоя и основным зонам повышенного теплозапаса вод.

Полученные сведения отражают реальную картину ледообразования в Охотском море. Однако при их использовании следует учитывать, что карты, полученные по численной модели, характерны только для открытых районов моря и описывают лишь ровный лед без поправки на торосение.

### 9.3.11. Дрейф льда

Основными факторами, вызывающими дрейф льда в Охотском море, являются ветер, приливные явления и постоянные течения. Влияние приливов и постоянных течений существенно вблизи берегов и в узкостях. О параметрах дрейфа льда здесь можно судить по скорости и направлению приливных течений. Так, в Курильских проливах и в Пенжинской губе в отдельные часы суток максимальные скорости дрейфа льда могут достигать 8 уз, в прол. Лаперуза и на севере Амурского лимана — до 5 уз. Приливной дрейф льда имеет обычно реверсивный характер и на общую картину генерального смещения льда в море почти не влияет.

По Охотскому морю к настоящему времени накопилось значительное количество сведений о дрейфе судов, затертых льдами. Несмотря на то что суда имеют большую парусность и дрейфуют быстрее льда, с некоторым приближением эти результаты наблюдений позволяют выявить общую генераль-

Результаты сравнения фактического и расчетного дрейфов судов

Судно	Месяц, год	Продолжительность дрейфа, сут	Генеральное направление дрейфа, ...		Угол отклонения расчетного направления от фактического, ...	Дрейф, миль		Средняя скорость дрейфа, уз		Разность между расчетной и фактической скоростями дрейфа, уз
						факт.	расч.	факт.	расч.	
Л/к „Ф. Дзержинский“	II 1947	12	248	252	-4	215	175	0,75	0,61	0,14
П/х „Бряцз“	II—III 1947	30	242	243	-1	338	330	0,47	0,46	0,01
З/с „Котик“	IV—V 1959	17	260	265	-5	110	156	0,26	0,38	-0,12
З/с „Нерпа“	V 1959	10	301	303	-2	123	123	0,51	0,51	0,00
З/с „Морж“	V 1959	5	254	259	-5	75	81	0,62	0,67	-0,05
З/с „Алиб“	V 1959	2	270	266	4	30	34	0,62	0,70	-0,08
З/с „Лехтез“	V 1959	2	259	273	-14	23	27	0,48	0,56	-0,08

ную картину движения льдов в море. Анализ этих данных с привлечением известного правила Н. Н. Зубова о дрейфе льда по изобарам позволил Л. П. Якунину в 1954 г. получить расчетную формулу

$$C = 1150 \frac{\partial p}{\partial x} \quad (9.8)$$

Результаты сравнения расчетного и фактического дрейфов приведены в табл. 9.5.

Подобные данные для центральных районов моря отсутствуют. Поэтому для анализа были использованы сведения о смещении кромки льда. В результате их обработки Л. П. Якуниным получена формула смещения кромки льда

$$C = 3,1 + \frac{1053}{x} \quad (9.9)$$

где  $x$  — расстояние в километрах между изобарами, проведенными через 1 гПа.

Средняя скорость смещения оказалась равной 12 км/сут при градиенте давления 1 гПа на 70 км.

Для установления роли дрейфа в формировании зимнего ледяного покрова представляют интерес полученные траектории дрейфа выбранных точек\* (рис. 9.9). Эти траектории движения весьма своеобразны в различные зимы. В целом пути движения двух западных точек значительно длиннее пути движения двух восточных. Если за какую-нибудь декаду соединить концы векторов, то получится линия, напоминающая форму действительной кромки льда. Это свидетельствует о том, что дрейф льда здесь происходит по циклоническому обороту и зависит от атмосферной циркуляции, обуславливающей особенности распространения льда в бассейне.

Действительно, в малоледовитую зиму 1956-57 г. векторы показывают, что дрейфующие льды проникают только в южную часть моря и только вдоль берегов о. Сахалин. В зиму 1957-58 г. дрейф более интенсивен, но восточная точка, двигаясь очень сложным путем, сильно отстала от других. Экстремально холодная зима 1958-59 г. характерна короткими векторами, направленными почти меридионально, что и привело к заполнению восточной части моря льдами. В зиму 1959-60 г. все векторы имели весьма значительные величины и, что осо-

бенно интересно, большую западную составляющую в начале пути и восточную — в конце.

Подобные результаты получены и путем численных экспериментов [29]. Как показали расчеты, дрейф может оказать существенное влияние на характеристики льда, особенно в районах отжима льда от берегов: район Аяно-Охотского побережья, западной Камчатки и восточного берега о. Сахалин. Значительное влияние на ледяной покров оказывает дрейф льда в южных районах и в горле зал. Шелихова, где он зачастую существует исключительно за счет дрейфа. В центральных районах смещение ледяного покрова в юго-восточном направлении при соответствующей барической ситуации обуславливает суровые по ледовитости условия.

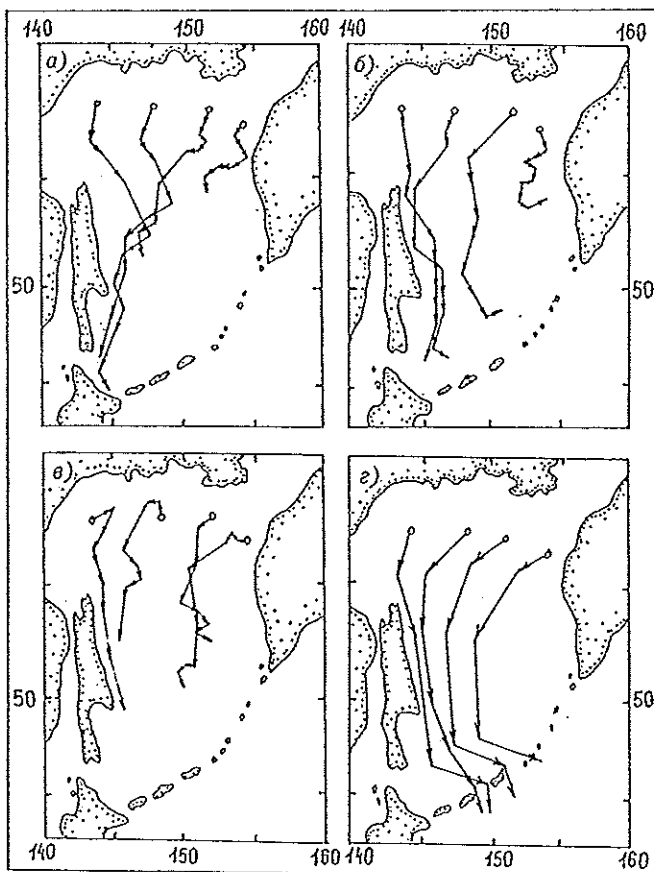


Рис. 9.9. Схемы расчетного дрейфа льда в Охотском море в 1957 (а), 1958 (б), 1959 (в) и 1960 гг. (г).

\* Здесь и далее под точками подразумеваются дрейфующие льдины (ледяные поля с маркировкой).

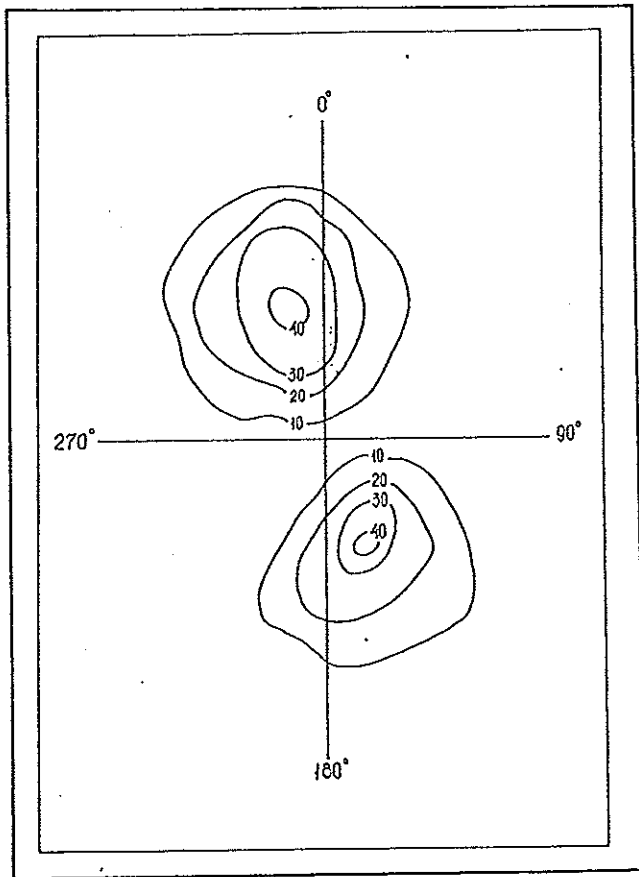


Рис. 9.10. Двухмерная плоскость распределения скорости дрейфа в условиях слабых ветров и при штиле.

В течение ряда лет (1964—1967, 1976—1977, 1984) в шельфовой зоне о. Сахалин были проведены инструментальные наблюдения за дрейфом льдов с помощью радиолокации [41]. Был исследован дрейф льда под действием трех сил: ветра, течений и приливов. Последние в некоторых случаях вызывают дрейф, близкий к реверсивному, и лед за приливной цикл проходит расстояние до 45—50 км вокруг исходной точки. Ветер и постоянные течения обуславливают генеральное направление дрейфа льда на юг—юго-запад. Средняя суммарная скорость дрейфа составляет около 20 км/сут, из них около 11 км/сут приходится на действие ветра. Если ветер меняется на южный даже на короткое время, то лед начинает дрейфовать на север, преодолевая южное течение. В то же время при слабых ветрах, как отмечается в работе [41], не удалось однозначно выявить основную причину дрейфа льда в прибрежной 30-километровой зоне. Особенности распределения скоростей и направлений дрейфа льда здесь показаны на круговой диаграмме (рис. 9.10); изолинии ее характеризуют вероятность дрейфа данной амплитуды и направления  $P(IV \rightarrow I)$ ,  $\varphi$ . Плотность маргинального распределения  $P^*(IV \rightarrow I)$  имеет хорошо выраженный максимум в диапазоне скоростей 25—30 см/с, а плотность

маргинального распределения  $P^*(\varphi)$  имеет два максимума, отстоящие друг от друга на  $180^\circ$ . Суммарная повторяемость направлений дрейфа в диапазонах  $90^\circ$ — $270^\circ$  и  $270^\circ$ — $360^\circ$  равномерна с точностью до 2—5 %.

Полученные характеристики, на первый взгляд, свидетельствуют, что почти равномерный характер дрейфа льда может быть объяснен воздействием приливных течений; однако табл. 9.6, полученная по синхронным с дрейфом наблюдениям за приземным ветром, указывает на аналогичную с дрейфом повторяемость направлений ветра.

Из полученных результатов трудно отдать предпочтение влиянию ветра или периодических течений в прибрежной зоне на дрейф ледяного покрова при указанных гидрометеорологических условиях. Средний за весь промежуток времени вектор дрейфа должен быть вызван постоянно действующей силой — остаточным течением. В нашем случае эта величина имеет порядок погрешности определения скорости дрейфа и можно полагать, что постоянные течения в данном районе практически отсутствуют или несоизмеримо малы. Это можно объяснить тем, что основной поток постоянных течений проходит существенно мористее района наблюдений.

Роль ветровой составляющей в суммарном дрейфе льда определялась по взаимокорреляционной функции модуля скорости ветра и осредненной по пространству скорости дрейфа льда (рис. 9.11 а). Взаимокорреляционная функция имеет смещения максимума на  $\tau = 8$  ч. Сдвиг максимума кривой характеризует время „запаздывания” дрейфа от начала действия ветра.

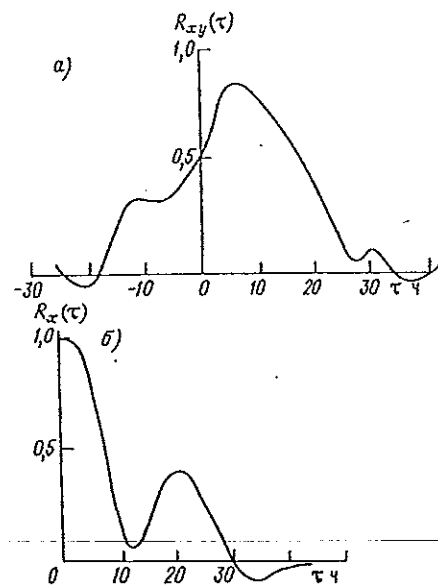


Рис. 9.11. Статистические характеристики, полученные по данным наблюдений за дрейфом льда.

а — взаимная корреляционная функция скорости ветра и скорости дрейфа льда; б — автокорреляционная функция скорости подледного течения.

Таблица 9.6

Повторяемость направлений ветра скоростью до 4 м/с в районе наблюдений за дрейфом льда [41]

Направление, °.....	0—29	30—59	60—89	90—119	120—149	150—179	180—209	210—239	240—269	270—299	300—329	330—359
Повторяемость, %...	12,7	7,9	3,7	1,1	1,1	3,2	11,1	24,4	3,2	0	14,8	16,4

Автокорреляционные функции скорости и направления подледного течения были рассчитаны по одной долговременной серии наблюдений за дрейфом гигантского ледяного поля. Отчетливо выделяется 20—22-часовой период (рис. 9.11 б). Этот максимум может быть обусловлен совместным взаимодействием приливных течений и инерционными колебаниями льдины.

Автокорреляционные функции скоростей дрейфа для льдин меньших размеров, более характерных для исследуемого района, не дают возможности судить о наличии подобных колебаний по всей площади ледяного покрова, охваченного наблюдениями.

### 9.3.12. Особенности зимних плаваний

Эффективность морских операций на дальневосточных морях во многом зависит от знания ледовой обстановки и умения эти знания правильно использовать. Однако, учитывая, что активные операции производятся обычно не по всему бассейну, а по отдельным наиболее перспективным и доступным районам или конкретным трассам, проведение исследований, обобщение и выдача рекомендаций по этим районам необходимы вдвойне.

Обобщенные данные о характере основных ледовых трасс (рис. 9.12) Охотского моря приведены в табл. 9.7 и 9.8. В табл. 9.7 даны даты первого появления и устойчивого ледообразования, а также сроки окончательного очищения ото льда в основных портах и порт-пунктах моря. В табл. 9.8 приводятся вероятности существования очень сплоченного льда, полей льда (малых, больших, обширных, гигантских) и льда толщиной более 30 см на основных трассах от порта до кромки льда. Параметры времени (месяц, декада), приведенные в таблицах,

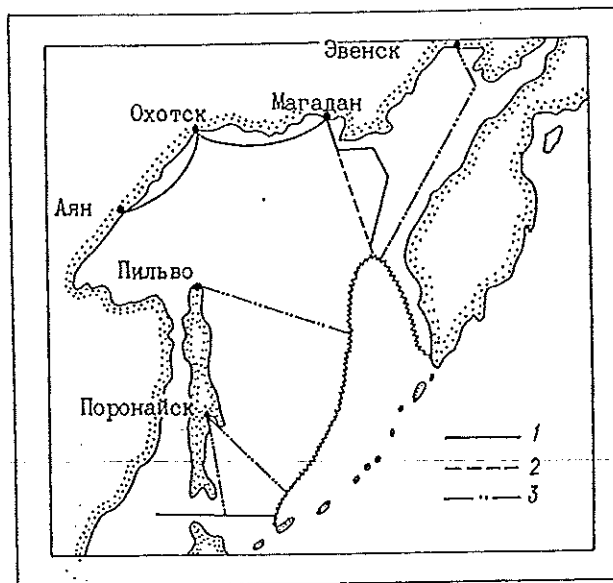


Рис. 9.12. Основные трассы (1), варианты трасс (2) и перспективные трассы (3) ледовых плаваний в Охотском море.

означают сроки наступления и окончания периода наличия льдов с указанными характеристиками, имеющими данную обеспеченность.

Зимняя навигация в Охотском море в период максимального развития льда в основном осуществляется в порты Корсаков и Магадан, в последние годы были осуществлены отдельные рейсы в порты Охотск и Эвенск.

Плавание зимой в порт Корсаков осуществляется судами классов УЛА и УЛ самостоятельно. Ледовая трасса проходит вдоль западного берега зал. Анива. Зимнее плавание в зал. Терпения осуществляется лишь в его вершине на трассе Поронайск—Владимирово. Здесь существует прибрежная полынья, заполненная начальными видами льда, в которых суда класса УЛ ведут работу практически всю зиму. Работа судов в этом районе прекращается лишь при сильных южных ветрах, способствующих уплотнению льда в вершине залива. Плавание в порт-пункт Поронайск зимой возможно осуществить двумя маршрутами: из Японского моря на север, огибая мысы Крильон и Анива, и от южных Курильских проливов по кратчайшему расстоянию. В обоих вариантах проводка судов будет проходить только с помощью ледокола типа „Москва” и со значительными трудностями.

Таблица 9.7

Характерные ледовые фазы в портах Охотского моря

Порт	Дата первого появления льда		Дата устойчивого ледообразования		Дата окончательного очищения	
	ранняя	поздняя	ранняя	поздняя	ранняя	поздняя
Магадан	X <sub>3</sub>	XI <sub>3</sub>	X <sub>3</sub>	XII <sub>1</sub>	V <sub>1</sub>	VI <sub>3</sub>
Охотск	X <sub>1</sub>	XII <sub>1</sub>	X <sub>1</sub>	XII <sub>1</sub>	IV <sub>2</sub>	VII <sub>1</sub>
Аян	X <sub>3</sub>	XI <sub>3</sub>	X <sub>3</sub>	XII <sub>1</sub>	V <sub>2</sub>	VI <sub>3</sub>
Пильво	XI <sub>2</sub>	XII <sub>1</sub>	XI <sub>2</sub>	XII <sub>1</sub>	VI <sub>1</sub>	VI <sub>3</sub>
Корсаков	XI <sub>1</sub>	XII <sub>3</sub>	XI <sub>2</sub>	I <sub>2</sub>	III <sub>2</sub>	V <sub>1</sub>

Примечание. В индексе указана декада месяца.

Таблица 9.8

Обеспеченность существования очень сплоченного льда

Станция	Период самого раннего появления льда сплоченностью 8—10 баллов	Декады с наличием очень сплоченного льда, обеспеченные на:				Период наиболее позднего присутствия льда сплоченностью 8—10 баллов
		0—25 %	25—50 %	50—75 %	75—100 %	
Нагаево	XII <sub>2</sub>	XII <sub>2</sub> , V <sub>3</sub> —VI <sub>1</sub>	XII <sub>3</sub> —V <sub>2</sub>	IV <sub>3</sub> —V <sub>1</sub>	I <sub>1</sub> —IV <sub>2</sub>	VI <sub>1</sub>
Охотск	XII <sub>1</sub>	XII <sub>1</sub> , V <sub>1</sub> —V <sub>3</sub>	XII <sub>2</sub>	XII <sub>3</sub> , IV <sub>3</sub>	I <sub>1</sub> —IV <sub>2</sub>	V <sub>3</sub>
Аян	XI <sub>3</sub>	XI <sub>3</sub> —XII <sub>1</sub> , VI <sub>1</sub>	XII <sub>2</sub> , V <sub>2</sub> —V <sub>3</sub>	XII <sub>3</sub> , IV <sub>1</sub> —V <sub>1</sub>	I <sub>1</sub> —III <sub>3</sub>	VI <sub>1</sub>
Пильво	XII <sub>1</sub>	VI <sub>2</sub>	XII <sub>1</sub> , IV <sub>3</sub> —V <sub>1</sub>	XII <sub>2</sub> —I <sub>1</sub> , IV <sub>2</sub>	I <sub>2</sub> —IV <sub>1</sub>	IV <sub>2</sub>
Корсаков	I <sub>3</sub>	I <sub>3</sub> , III <sub>2</sub> —IV <sub>1</sub>	II <sub>1</sub> —II <sub>2</sub>	II <sub>3</sub> —III <sub>1</sub>		IV <sub>1</sub>

Примечание. В индексе указана декада месяца.

В порты северной части Охотского моря зимнее плавание осуществляется по следующей схеме: от кромки льда в порт Магадан под проводкой ледокола типа „Москва”, из порта Магадан — в Охотск, где трасса проходит вдоль берега от бух. Нагаева, южнее о. Спафарьева и п-ова Лисьянского. Здесь зимой преобладают серые льды, и суда классов УЛА и УЛ их могут форсировать самостоятельно. Значительные затруднения могут возникнуть при сильных южных ветрах, что обычно наблюдается в конце апреля—мае. На трассах от Охотска до Аяна зимнее плавание не осуществляется, но зимой вдоль берега оно возможно для судов классов УЛА и УЛ при отсутствии прижимных ветров.

В Охотском море можно выделить ряд районов, имеющих первостепенное значение для народного хозяйства, которые требуют повышенной степени детализации.

Район прол. Лаперуза. До 1974 г., за исключением зим 1942—1944 гг., прол. Лаперуза закрывался зимой для плавания судов всех классов. Сроки закрытия и открытия пролива целиком зависели от ледовых условий юго-западной части Охотского моря. Анализ хронологического ряда наблюдений за последние 10 лет показал, что сроки закрытия пролива для плавания по ледовым условиям изменялись от 47 до 95 сут.

Основные характерные особенности ледовых условий прол. Лаперуза, а также практические выводы по зимней навигации в этом районе могут быть сведены к следующему:

— в основной перемычке льда восточнее м. Анива для проводки судов могут быть использованы два варианта — северный и центральный;

— обычно более слабые льды и отдельные локальные разрежения наблюдаются не в районе м. Анива, а южнее его, примерно на широте  $45^{\circ} 50' \text{ с.}$ , и оптимальный маршрут проводки должен проходить именно здесь, что соответствует центральному варианту. Подобное распределение ледовых условий, по-видимому, объясняется тем, что здесь происходит разделение основной струи Восточно-Сахалинского течения на две ветви, одна из которых идет в зал. Анива, а другая — на юго-восток;

— наиболее резкие и частые изменения в ледовой обстановке происходят на западной кромке льда. При действии даже кратковременных ветров западной и юго-западной четверти лед отходит от м. Анива в восточном направлении, создавая ложное впечатление о легком проходе в этом месте. Однако по параллели м. Анива и севернее не фиксировалось ни разрывов, ни локальных разводий в перемычке тяжелых льдов (примерно до меридиана  $147^{\circ} 00' \text{ в.}$ );

— при усилении ветра любых румбов до 5—6 баллов и более канал проводки закрывается практически сразу. При ослаблении ветра до 2—4 баллов условия значительно улучшаются;

— при действии даже кратковременных ветров юго-восточной четверти лед дрейфует в район м. Крильон. Суда корсаковской линии начинают испытывать затруднения при ледовом плавании и просят помощи ледокола. В этом случае не рекомендуется входить в лед до смены направления ветров.

Начиная с 1978 г. прол. Лаперуза специальным циркуляром закрывается для плавания судов всех классов в наиболее тяжелый зимний период (февраль—апрель).

Район северного Сахалина. По ледовым условиям этот район плавания судов изучен наиболее слабо. Имеющиеся эпизодические данные не позволяют пока предложить достаточно обоснованных рекомендаций относительно зимнего плавания в этом районе. В виде предварительного обобщения можно отметить:

— ледяной покров имеет здесь повышенную толстоту (3—4 балла) и, как правило, сильно заснежен. Толщина снежного покрова 20—40 см (по наблюдениям 1982 г.);

— неблагоприятными для целей навигации являются северные и восточные ветры;

— по наблюдениям скорость дрейфа в среднем составляет 0,7 уз в общем направлении на юг и юго-восток;

— при усилении ветров северных румбов до 10—15 м/с и более увеличивается ветровой дрейф льда на юг и юго-восток. В этом случае скорость дрейфа льда в зоне Восточно-Сахалинского течения увеличивается до 1 уз. Одновременно возникают зоны сжатого льда. Как только ветер стихает или переходит на другие румбы, дрейф замедляется и могут появиться ниласовые разводья. Кроме того, в этом районе вблизи берегов, по-видимому, заметно сказывается результирующая лунно-солнечных суточных приливов;

— ледокольная проводка транспортных судов классов УЛА и УЛ возможна в зимнее время, но не „напролом” от кромки льда, а только в обход тяжелых участков по разводьям и зонам более слабых льдов. При выборе оптимального пути необходимо прежде всего обеспечение с воздуха. Это основное условие успешного проведения зимней навигации в данном районе.

Северная часть Охотского моря. В этом районе на фоне общих закономерностей развития ледовых условий каждой зимы могут возникать некоторые региональные особенности, которые приходится учитывать при ледовом плавании судов:

— в конце марта — апреле часто отсутствует зона более слабых льдов вдоль берега от п-ова Лисьянского до п-ова Пьягина (кроме глубокого вдающегося в сушу бухт). Тяжелые льды бывают вплотную прижаты к открытому берегу. Это ставит суда (ледоколы) перед необходимостью выбора новых нестандартных маршрутов плавания;

— не всегда наблюдается зона более слабых льдов западнее о. Завьялова. В то же время в Ольском проливе отмечается очень высокая динамичность льда. Ледовая обстановка здесь меняется иногда буквально по часам. В применении к нуждам зимней навигации это требует частого поиска путей следования в самом проливе. Оказалось, например, что периоды максимальных сжатий льда в Ольском проливе при умеренных или слабых ветрах наступают спустя час или полтора после наступления полных вод в бух. Нагаева, т. е. сжатие льда происходит на фазе отлива. Это довольно важный практический вывод, поскольку центр тяжести проводок в апреле—мае смещается именно на район Ольского пролива и Тауйской губы;

— ледовитость Охотского моря в самые суровые месяцы зимней навигации колеблется от 57 до 97 %. Это означает, что в первом случае суда идут во льдах около 100 миль, а во втором — порядка 500 миль. Но во всех случаях наиболее тяжелым участком является ледовый пояс на подходах к бе-

регам полуостровов Кони и Пьягина между широтами 57° и 58° 30' с. Именно этот пояс и приходится преодолевать судам при зимних плаваниях в порт Магадан.

**Порт Магадан.** Общее руководство ледовыми проводками судов на подступах к порту Магадан осуществляет капитан порта.

Штаб ледовых проводок осуществляет свою деятельность в тесном контакте с группой ледовых прогнозов при Колымском УГМС. После каждой авиаразведки в штабе проводится подробный анализ ледовой обстановки с выработкой рекомендаций судам и ледоколам о вариантах подхода к точке формирования каравана и дальнейших действий на трассе к порту Магадан. Анализ данных показывает, что в зависимости от типа зимы (характера ледовых условий) меняются точки формирования караванов для ледовых проводок и рекомендованные трассы к порту. Кроме этого, меняется и срок плавания во льдах судов различных классов (табл. 9.9).

Таблица 9.9

Средние и максимальные сроки начала и окончания самостоятельного (безледокольного) плавания разных классов транспортных судов на трассе плавания в порт Магадан

Тип зимы по ледовитости	Дата начала самостоятельного плавания	Дата окончания самостоятельного плавания
Класс УЛА		
Средняя	V <sub>1</sub>	I <sub>3</sub>
Экстремально суровая	V <sub>3</sub>	I <sub>1</sub>
Экстремально мягкая	IV <sub>3</sub>	II <sub>2</sub>
Класс УЛ		
Средняя	V <sub>3</sub>	XII <sub>3</sub>
Экстремально суровая	V <sub>3</sub>	XII <sub>2</sub>
Экстремально мягкая	V <sub>1</sub>	XII <sub>3</sub>
Класс Л		
Средняя	V <sub>3</sub>	XII <sub>2</sub>
Экстремально суровая	VI <sub>2</sub>	XI <sub>3</sub>
Экстремально мягкая	V <sub>2</sub>	XII <sub>2</sub>

Примечание. В индексе указана декада месяца.

Как уже отмечалось выше, наиболее тяжелым участком является ледовый пояс на подходах к п-овам Кони и Пьягина. Здесь необходимо придерживаться следующих рекомендаций:

— в случае, когда на подходах к Тауйской губе отмечается сильный ветер южных направлений, дрейф льда приобретает существенную северную составляющую. При этом весь пояс тяжелых льдов (толщина льда 30—120 см) перемещается к берегу, причем ледяной покров испытывает сжатия с силой до 3 баллов. В этой ситуации необходимо своевременно информировать руководство магаданского порта, чтобы избежать аварийных ситуаций, которые могут возникнуть, когда караван будет форсировать пояс тяжелых льдов в узком месте (153° 00'—154° 00' в. д.) — восточный вариант проводки — и далее будет двигаться вдоль побережья;

— при ветрах северо-восточного направления ширина пояса увеличивается, но при этом повторяемость молодых льдов возрастает. В центральной и восточной частях подходов к поясу за счет усиления западной составляющей дрейфа возникают разрывы. Именно по этим разрывам наиболее выгодно осуществлять проводки судов;

— для эффективной проводки очень важно, чтобы капитаны судов, подходящих с юга к поясу тяжелых льдов, правильно оценивали обстановку и выходили точно в район рекомендованной подходной точки для встречи с ледоколом (как правило, подходная точка судам для формирования каравана дается в легких ледовых условиях для последующего свободного их маневрирования при построении ордера и начале движения). В противном случае ледоколам приходится делать большие пробеги и околку застрявших судов.

Из других локальных районов Охотского моря определенным интересом, особенно с точки зрения проблем организации рыбного промысла, представляют районы: банка Кашеварова, западное побережье п-ова Камчатка (50—58° с. ш.), а также проливы Южно-Курильский и Екатерины. Некоторые наиболее важные показатели ледового режима в перечисленных районах приведены в табл. 9.10.

Таблица 9.10

Средние многолетние оценки ледовых условий в отдельных районах Охотского моря

Район	Среднее многолетнее время первого появления льда (ВПП)	Характеристика льда в ВПП	Наиболее вероятный период с максимально сложными ледовыми условиями (ПМС)	Характеристика льда в ПМС	Среднее многолетнее время окончательного очищения ото льда	Преобладающее направление дрейфа льда
Банка Кашеварова	I <sub>1-2</sub>	Серо-белый, включения тонкого однолетнего, серый, нилас, 6—7 баллов	II <sub>1</sub> —IV <sub>1</sub>	Средний однолетний, серо-белый, серый, 8—9 баллов	V <sub>1</sub>	Ю, ЮВ
Западное побережье п-ова Камчатка (50—58° с. ш.)	XII <sub>2-3</sub>	Серо-белый, серый, нилас, начальные виды, 6—7 баллов	I <sub>3</sub> —III <sub>2</sub>	Тонкий однолетний, включения среднего однолетнего, серо-белый, серый, нилас, 8—9 баллов	IV <sub>3</sub>	Северная часть: ЮЗ, Ю; южная часть: Ю, ЮВ
Проливы Южно-Курильский и Екатерины	II <sub>1</sub>	Тонкий однолетний, серо-белый, 4—5 баллов	II <sub>3</sub> —III <sub>3</sub>	Средний однолетний, серо-белый, 8—9 баллов	IV <sub>3</sub>	Южно-Курильский пролив: Ю, ЮЗ прол. Екатерины: Ю, ЮВ

Примечание. В индексе указана декада месяца.

### 9.3.13. Обледенение судов

За случай обледенения судов принималось явление, отмеченное в одном из районов судами (или одним судном), независимо от его продолжительности. Опасным считалось медленное обледенение с интенсивностью нарастания льда до 2 т/ч, стихийным (особо опасным) — быстрое и очень быстрое обледенение с интенсивностью нарастания льда 2 т/ч и более.

Выборка случаев обледенения судов проводилась за период с 1966 по 1988 г. по материалам Приморского, Сахалинского, Колымского и Петропавловско-Камчатского Гидрометцентров.

Сведения о более ранних наблюдениях (1952—1974 гг.) взяты из материалов предшествующих обобщений, выполненных в 1974 г. в ДВНИГМИ А. М. Поляковой.

Следует иметь в виду, что представленные материалы не могут считаться однородными, так как они получены от 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 обледенения фиксировался комплекс основных гидрометеорологических параметров (температура воды и воздуха, волнение, скорость и направление ветра, причина обледенения), который также включался в проводимый анализ.

В результате проведенного критического контроля определенная часть информации, не отвечающая по качеству и полноте необходимым требованиям, была исключена из последующего рассмотрения.

Всего по Охотскому морю было проанализировано 1722 случая обледенения, из них 106 случаев СГЯ — быстрое и очень быстрое обледенение.

Главными элементами, определяющими обледенение судов, являются температура воздуха и воды, скорость и направление ветра, высота волн.

Анализ фактических данных показал, что наиболее благоприятные условия обледенения возникают в тыловой части циклонов при перемещении последних над акваторией моря (более 50 % случаев). Доминирующим фактором, определяющим опасное обледенение, является адвекция холодного воздуха в тыловой части циклона при достаточно сильных ветрах, преимущественно северного и 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 и скорости ветровых потоков происходит ослабление волнения. При подобном типе процессов велика вероятность возникновения СГЯ.

Следующими по частоте повторяемости являются 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 мощного антициклона, вдоль которого осуществляется адвекция холодного арктического воздуха (около 20 % случаев).

Основной причиной обледенения судов является их забрызгивание и заливание водой, нередко в сочетании с осадками (более 95 % случаев). Оседание тумана на переохлажденной поверхности судна, замерзание выпадающих осадков приводят к обледенению судов не часто.

Стихийное гидрометеорологическое явление наблюдается только от забрызгивания и заливания водой, возможно в сочетании с другими причинами.

Общей особенностью в распределении обледенения является уменьшение числа случаев при температурах воздуха ниже  $-16^{\circ}\text{C}$ , 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.

Кроме этого, следует отметить, что за весь рассматриваемый период условия для очень быстрого обледенения (свыше 6 т/ч) на Охотском море возникали очень редко, и вероятность очень быстрого обледенения практически равна нулю.

Интересно и то, что зависимость обледенения от высоты волн довольно проста и практически не меняется по рассматриваемым акваториям (табл. 9.11).

Таблица 9.11

Повторяемость (%) случаев обледенения судов в зависимости от волнения моря

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	1,9	1,5	1,3	1,0	5,6
Всего	3,9	10,8	27,8	32,9	17,9	4,2	3,4	100,0

Максимум повторяемости обледенения лежит в интервале высот волн 3—4 м. Максимум СГЯ, как следует из общих представлений, несколько сдвинут и находится в интервале высот волн 5—6 м. Тем не менее однозначно выделить преобладающую высоту волн, наиболее способствующую обледенению, затруднительно. Очевидно, что обледенение в значительной степени определяется не только высотой волн, но и курсом судна относительно направления волнения. При этом известно, что суда при высокой волне стараются держаться курсом, параллельным лучу волны, и, следовательно, испытывают меньшее обледенение под влиянием заплеска волн.

Обледенение в Охотском море отмечается с октября по апрель. Продолжительность периода возможного обледенения колеблется от 7 мес в северной части моря до 5 мес в южной. Максимальная повторяемость этого явления приходится на декабрь—январь, минимальная — на октябрь (табл. 9.12).

Таблица 9.12

Повторяемость (%) случаев обледенения судов в Охотском море

Степень обледенения	Месяцы								Всего
	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	
ОЯ	0,5	11,0	26,4	27,2	16,4	9,3	3,0	93,8	
СГЯ	0,1	0,3	2,3	1,7	1,4	0,3	0,1	6,2	
Любое	0,6	11,3	28,7	28,9	17,8	9,6	3,1	100,0	

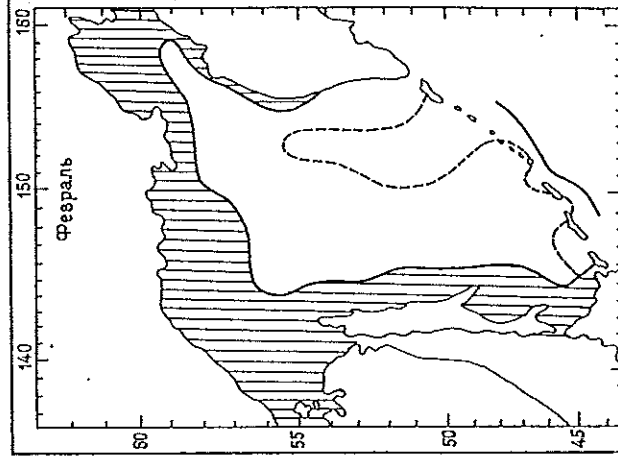
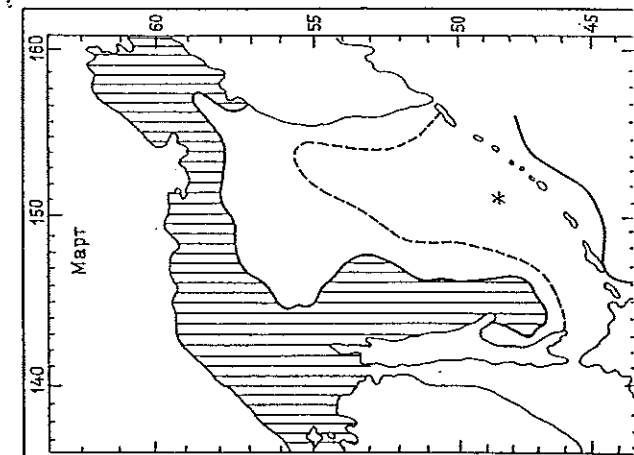
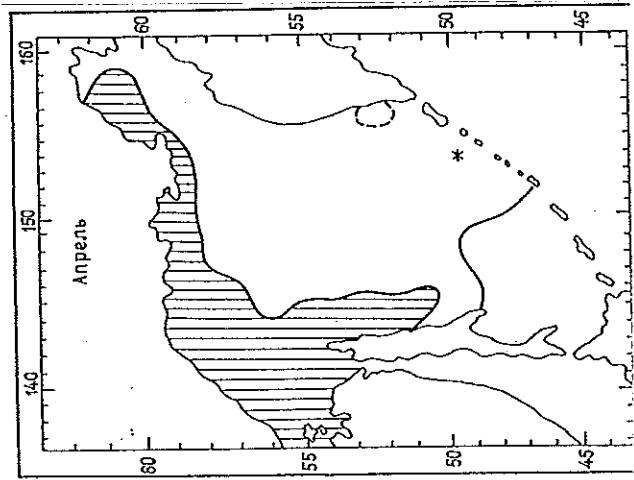
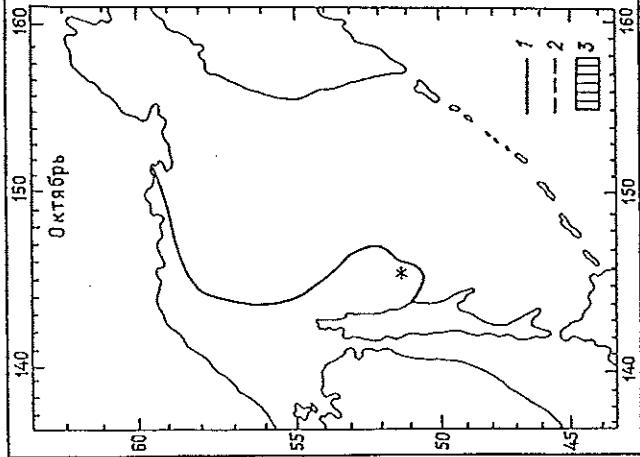
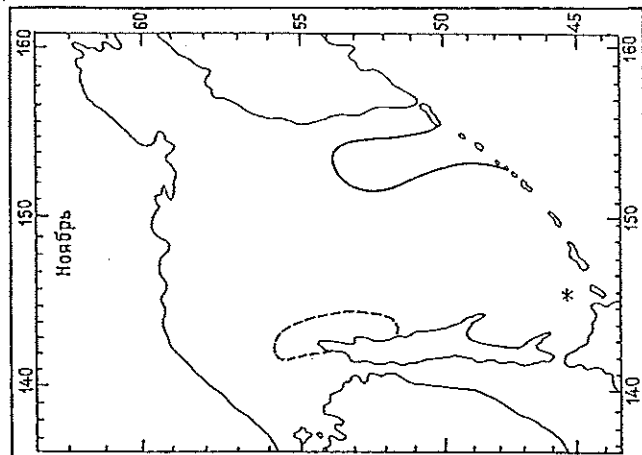
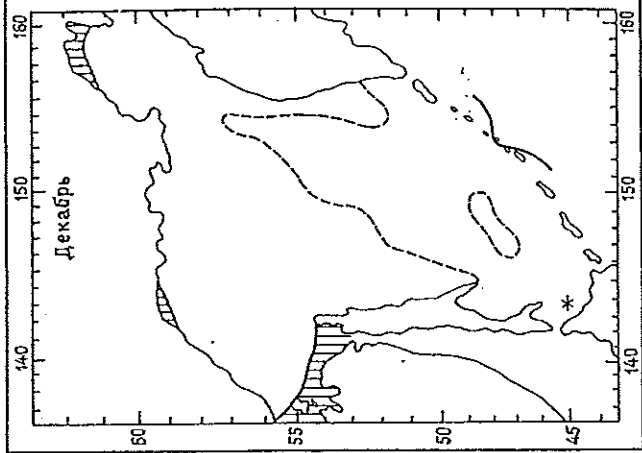
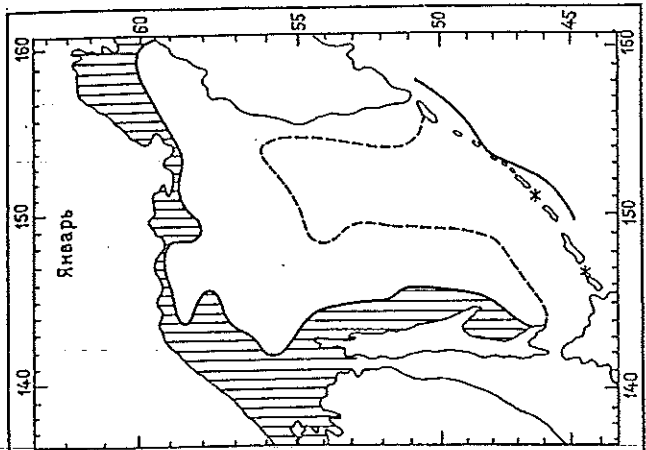


Рис. 9.13. Границы максимального распространения обледенения (1), быстрого обледенения (2) и 100 %-ной вероятности встречи со льдом (3). Районы единичных случаев обледенения.

Экстремально раннее обледенение наблюдалось в середине октября 1984 г., позднее — в конце апреля 1980 г. Максимальное количество случаев обледенения (273 случая, или 15,9 %) зафиксировано в зиму 1980-81 г., минимальное (37 случаев, или 2,1 %) — в зиму 1974-75 г. Максимум СГЯ отмечался в зиму 1967-68 г. (12 случаев, или 11,4 % всех наблюдаемых СГЯ). Что касается повторяемости СГЯ, то максимум отмечается в декабре.

Особенности гидрометеорологического режима моря обусловили и соответствующее распределение повторяемостей обледенения (рис. 9.13). Обледенение наблюдается на всей площади моря, свободной ото льда. На севере период возможного обледенения на 1,0—1,5 мес обычно дольше, чем на юге. В пространственном распределении границ обледенения, особенно СГЯ (быстрого обледенения) выделяется юго-восточная часть моря, так называемая зона „восточного канала“, где СГЯ практически не наблюдается. Максимальная продолжительность периодов обледенения наиболее вероятна в декабре — январе и может достигать 13—15 сут.

Продолжительность СГЯ несколько меньше и колеблется в пределах от 6 ч до 6 сут. В среднем продолжительность СГЯ около суток.

Анализ фактических случаев показал (табл. 9.13), что обледенение судов преимущественно происходит при температуре воздуха от  $-3$  до  $-16$  °С и при температуре воды ниже 3 °С. Зарегистрированы обледенения и при температуре воды выше 3 °С (13 %), а также при температуре воздуха выше  $-3$  °С. Однако в первом случае обледенение, как правило, наступало при низких температурах воздуха, а во втором — при температурах воды, близких к замерзанию.

Таблица 9.13

Повторяемость (%) обледенения судов в Охотском море в зависимости от градаций температуры воды и воздуха								
Температура, °С	X	XI	XII	I	II	III	IV	Средняя
Вода								
> 3	—	34,4	16,5	13,0	13,3	8,1	4,0	16,1
< 3	100,0	65,5	83,5	87,0	86,7	91,9	96,0	83,9
Воздух								
> -3	—	33,3	23,2	14,9	24,4	31,1	41,4	23,0
-3 ... -16	100,0	65,5	75,4	81,5	75,6	68,9	58,6	75,3
< -16	—	1,2	1,4	3,6	—	—	—	1,7

Максимальная вероятность обледенения существует при северо-западных ветрах (более 50 %), минимальная — при восточных, юго-восточных и южных ветрах.

Обледенение преимущественно наблюдается при скоростях ветра от 6 до 20 м/с (около 85 %). С увеличением скорости ветра до 16 м/с и выше число случаев обледенения уменьшается. Это, по-видимому, связано с уменьшением числа наблюдений, так как при таком ветре суда уходят в укрытие. В то же время при высоких значениях скоростей ветра значительно (в 2 раза) возрастает относительный вклад быстрого обледенения (СГЯ) в суммарную повторяемость (табл. 9.14 и 9.15).

Таблица 9.14

Повторяемость (%) обледенения судов в Охотском море в зависимости от градаций скорости ветра								
Градация скорости ветра, м/с	X	XI	XII	I	II	III	IV	Средняя
< 3	—	—	0,7	2,6	2,3	3,3	7,1	1,9
3—5	—	5,5	6,5	4,4	6,0	4,0	7,2	5,4
6—10	—	28,0	26,4	32,2	31,0	21,2	25,0	28,7
11—15	9,1	40,1	41,0	37,4	38,3	37,1	46,4	38,9
16—20	90,9	22,0	19,1	15,6	16,5	21,2	10,7	18,0
> 20	—	4,4	6,3	7,9	5,9	13,2	3,6	7,1

Таблица 9.15

Повторяемость (%) обледенения судов в Охотском море в зависимости от направления ветра								
Направление ветра	X	XI	XII	I	II	III	IV	Средняя
С	—	4,9	8,6	10,7	13,0	5,4	12,0	9,5
СВ	9,1	8,7	12,3	13,1	20,1	12,3	12,0	13,6
В	—	1,6	1,2	1,2	0,9	2,7	—	1,3
ЮВ	—	1,6	2,3	2,7	5,2	2,7	—	2,9
Ю	—	—	0,4	0,4	1,2	—	—	0,5
ЮЗ	—	9,8	6,8	7,5	7,8	12,2	8,0	8,0
З	—	6,5	11,7	10,7	11,1	13,0	12,0	10,8
СЗ	90,9	66,9	56,7	53,7	40,7	51,7	56,0	53,4

Наиболее вероятно СГЯ при северо-западных ветрах скоростью свыше 15 м/с. При южных, юго-восточных и восточных ветрах оно вообще не отмечается.

## 9.4. Физико-механические свойства льда

Реальные перспективы освоения нефтегазоносных районов шельфа замерзающих морей определяют необходимость в исследовании физико-механических свойств льда.

В настоящее время накоплен достаточно обширный качественный материал полевых исследований для северного Сахалина, а также отдельных заливов и бухт Охотского моря. Наиболее подробно освещены физико-механические свойства льда на относительно ровных участках припая и в распресненых заливах.

Методика натурных исследований физико-механических свойств льда базировалась на основных методических положениях по проведению прочностных испытаний, определению физико-химических свойств и структурно-морфологических характеристик [1, 44, 45, 47, 49, 53, 54].

### 9.4.1. Лед открытых частей прибрежной зоны моря

В табл. 9.16 и 9.17 приведены результаты исследования [1] прочностных и деформационных параметров льда (цилиндрические образцы диаметром 140 мм) при сжатии и изгибе.

Петроструктурный анализ кернов льда позволил провести разделение обнаруженных типов структур по прочности. Было выделено шесть основных типов структур:

Таблица 9.16

Результаты испытаний образцов льда на одноосное сжатие в вертикальном направлении

Номер образца	Номер стойки	Температура льда, °С	Соленость, ‰	R <sub>c</sub> Па
Горизонт 0—14 см				
1	3	-7,9	6,5	9,8
2	4	-8,0	7,7	14,6
3	5	-6,0	8,1	12,3
4	6	-6,0	2,2	13,2
5	7	-4,5	7,4	17,3
6	8	-4,6	7,5	14,7
7	9	-4,6	8,0	13,9
8	10	-6,0	8,5	9,9
Горизонт 14—28 см				
1	1	-3,8	3,6	15,8
2	3	-7,1	4,2	18,9
3	4	-8,8	6,4	16,8
4	5	-5,2	6,9	21,8
5	6	-6,6	3,6	15,9
6	7	-3,8	6,3	26,4
7	8	-3,9	5,0	18,2
8	9	-3,9	5,0	16,6
9	10	-4,8	6,3	13,9
Горизонт 28—42 см				
1	1	-2,8	2,5	18,6
2	4	-4,8	6,1	18,0
3	5	-4,4	5,1	22,5
4	6	-3,6	4,7	19,1
5	7	-3,2	5,5	26,5
6	8	-2,8	5,0	19,9
7	9	-3,2	4,3	18,1
8	10	-4,3	5,7	11,7
Горизонт 42—56 см				
1	4	-2,7	5,9	15,4
2	5	-3,2	4,3	20,1
3	6	-6,6	4,4	16,5
4	7	-2,5	6,9	26,3
5	9	-2,6	4,5	19,0
6	10	-3,7	5,0	10,9
Горизонт 56—70 см				
1	10	-1,8	5,6	12,0

- 1) снежный и короткостолбчатый матовый лед;
- 2) пористый матовый и полупрозрачный лед;
- 3) прозрачный лед волокнистой структуры;
- 4) сложный полупрозрачный и монолитный прозрачный лед;
- 5) полупрозрачный лед волокнистой структуры с каналом стока и слабо проявленной сплошностью;
- 6) тонкослоистый матовый мелкопористый лед.

Льды выделенных типов структур по значению сопротивления сжатию в вертикальном направлении распределяются примерно в следующем порядке:

$$\sigma_1 < \sigma_2 < \sigma_3 \leq \sigma_4 \approx \sigma_5 > \sigma_6. \quad (9.10)$$

Можно отметить следующие приблизительные соотношения прочностей:

$$\sigma_2 \approx 1,5\sigma_1; \sigma_3 \approx 2 \dots 3\sigma_1; \sigma_6 \approx 2\sigma_1.$$

Измерений прочности льда в стамухах значительно меньше и они носят лишь предварительный

характер. Надводная часть стамух и торосов имеет более низкую температуру, чем верхний слой ровного льда, приближающаяся к температуре воздуха. Соленость также более низкая и в марте, задолго до начала таяния, составляла 1—2 ‰, максимум 3—4 ‰. Несмотря на это, параллельные наблюдения показали пониженную прочность льда по сравнению с ровными участками припая, которая относительно мало зависела от температуры.

Температура, соленость, прочность глыб льда в подводной части стамух были сравнимы с соответствующими характеристиками нижнего слоя льда ровных участков припая. Однако прочность рыхлого льда, образующегося в промежутках между обломками льда, очень мала. В керне длиной более 4 м отмечены две такие прослойки общей толщиной более 1 м, прочность которых на сжатие близка к нулю [47].

Прочность керна из надводной части стамухи, выдержанного в естественных условиях в морской воде 8 сут, уменьшилась лишь в той мере, в какой повысилась температура льда. Этот эксперимент, выполненный в период начала весеннего разрушения припая, должен был установить возможные изменения прочности опрокинутых торосистых льдин при подвижке и сжатиях льда.

В целом наблюдения не показали убедительной связи прочности образцов припайного льда с его соленостью, а также с суровостью зим, хотя исследования охватывали умеренные, суровые и мягкие зимы. Не отмечено устойчивого различия прочности образцов льда из прибрежной и мористой частей припая при профильных наблюдениях, что следовало ожидать, учитывая единые сроки его образования.

Приведенные данные дают приближенное представление о прочностных свойствах льдов в районе шельфа северо-восточного побережья Охотского моря.

Для получения репрезентативных данных, характеризующих пространственно-временную изменчивость физико-механических свойств дрейфующих льдов, было обработано 2714 образцов льда [50]. Сведения о прочности льда представлены в табл. 9.18 и 9.19. Существенные различия в характере распределения прочности льда на двух участках обусловлены особенностями изменения солености и температуры льда.

На рис. 9.14 и 9.15 приведены гистограммы прочности льда на одноосное сжатие, солености и температуры льда верхнего, среднего и нижнего слоев льда, характеризующие различия в статистическом распределении указанных параметров на двух участках.

Анализ парных коэффициентов корреляции показал отсутствие тесной линейной связи между физико-механическими свойствами льда по слоям.

Осреднение характеристик приводит к уменьшению разброса значений параметров. Оценка нижнего предела коэффициента корреляции, при котором можно отвергнуть гипотезу о равенстве его нулю, составляет 0,42 и 0,54 при 95 и 99 %-ной доверительной вероятности соответственно. Исходя из этого критерия, можно отметить наличие слабой связи температуры льда с толщиной снега ( $P = 0,59$ ), солености с толщиной льда ( $P = 0,57$ ) и снега ( $P = -0,54$ ).

Результаты испытаний образцов льда на изгиб

Номер стоянки	Дата	Температура льда, °С			Физико-химические свойства льда					$R_{изг}$ Па
		горизонт, см	наблюденная	средняя	горизонт, см	соленость, ‰		плотность, г/см <sup>3</sup>		
						наблюденная	средняя	наблюденная	средняя	
1	16 III	0	-6,1	-4,0	0	11,4	5,27	0,174	0,863	4,54
		15	-4,8		15	4,2		0,918		4,20
		30	-3,5		30	1,88		0,897		4,10
		40	-1,7		45	3,58		0,863		3,30
2	17 III	0	-8,4	-5,2	0	4,12	4,06	0,895	0,901	—
		15	-5,8		15	4,26		0,906		4,80
		30	-4,8		30	3,38		0,918		4,10
		45	-1,8		45	4,48		0,887		—
3	19 III	0	-9,7	-5,4	0	8,0	6,1	0,911	0,893	3,60
		15	-7,7		15	4,34		0,860		4,70
		30	-6,1		30	4,03		0,893		4,30
		40	-3,4		40	8,00		0,908		3,92
		44	-1,8							
4	20, 21 III	0	-8,3	-5,3	0	8,49	6,71	0,93	0,91	3,50
		15	-7,6		15	6,85		0,91		3,00
		30	-5,8		30	6,32		0,898		—
		40	-3,0		40	6,0		0,908		—
		60	-1,8		60	5,93		0,914		—
5	22, 23 III	0	-5,8	-3,7	0	9,48	6,24	0,901	0,903	2,50
		15	-5,2		15	7,28		0,906		3,12
		30	-3,8		30	5,29		0,898		4,00
		45	-3,4		45	4,06		0,908		—
		60	-2,2		60	5,11		0,914		—
6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
7	25 III	0	-4,7	-3,3	0	7,77	6,63	0,913	0,925	3,20
		15	-4,2		15	9,15		0,934		—
		30	-3,5		30	5,37		0,928		—
		45	-2,6		45	5,64		0,943		—
		60	-1,8		60	7,26		0,931		—
8	26 III	0	-4,8	-3,5	0	9,5	6,71	0,927	0,925	3,00
		15	-4,4		15	5,84		0,929		2,60
		30	-3,1		30	4,23		0,931		2,30
		45	-1,8		45	7,28		0,917		2,70
9	27 III	0	-5,2	-3,5	0	9,54	6,4	0,897	0,912	2,72
		15	-4,3		15	5,65		0,910		2,97
		30	-3,4		30	6,45		0,922		3,30
		45	-2,8		45	4,37		0,91		3,39
		60	-1,8		60	6,20		0,924		—
10	28 III	0	-6,6	-4,1	0	9,7	7,59	0,897	0,912	2,80
		15	-5,6		15	6,94		0,910		—
		30	-4,3		30	5,87		0,922		—
		45	-4,2		45	6,05		0,91		—
		60	-2,3		60	3,01		0,91		—
		75	-1,7		75	5,82		0,924		—

Таблица 9.18

Характеристика прочности  $\sigma$  и солености  $S$  дрейфующего льда на южном участке

Параметр	Январь		Февраль						Март						Апрель				Май	
	18	19	1	2	5	7	8	9	11	14	15	16	18	1	2	3	4	23	16	
$\sigma$ МПа	0,40	0,36	2,45	2,37	0,52	0,77	0,99	1,54	1,56	2,71	1,85	0,39	2,09	0,85	0,93	1,24	0,84	0,76	0,26	
$S$ ‰	13,1	11,5	6,66	5,01	8,90	8,35	8,33	14,97	4,09	7,63	8,88	10,56	8,03	5,10	5,66	5,30	5,03	3,85	3,85	
$\bar{\sigma}$ МПа	0,38		1,44						1,72						0,96				0,52	
$\bar{S}$ ‰	12,3		8,70						7,84						5,27				3,85	

Таблица 9.19

Характеристика прочности  $\sigma$  и солености  $S$  дрейфующего льда на северном участке

Параметр	Январь		Февраль	Март						Апрель			
	27	30	23	5	6	7	18	20	21	4	18	19	20
$\sigma$ МПа	1,79	1,88	1,83	0,69	0,83	0,81	1,08	1,02	1,07	0,79	0,94	0,81	0,80
$S$ ‰	7,22	7,32	6,53	3,40	2,91	3,15	6,17	5,45	5,46	3,99	3,40	4,20	2,92
$\bar{\sigma}$ МПа	1,83		1,83	0,92						0,83			
$\bar{S}$ ‰	7,27		6,53	4,42						3,63			

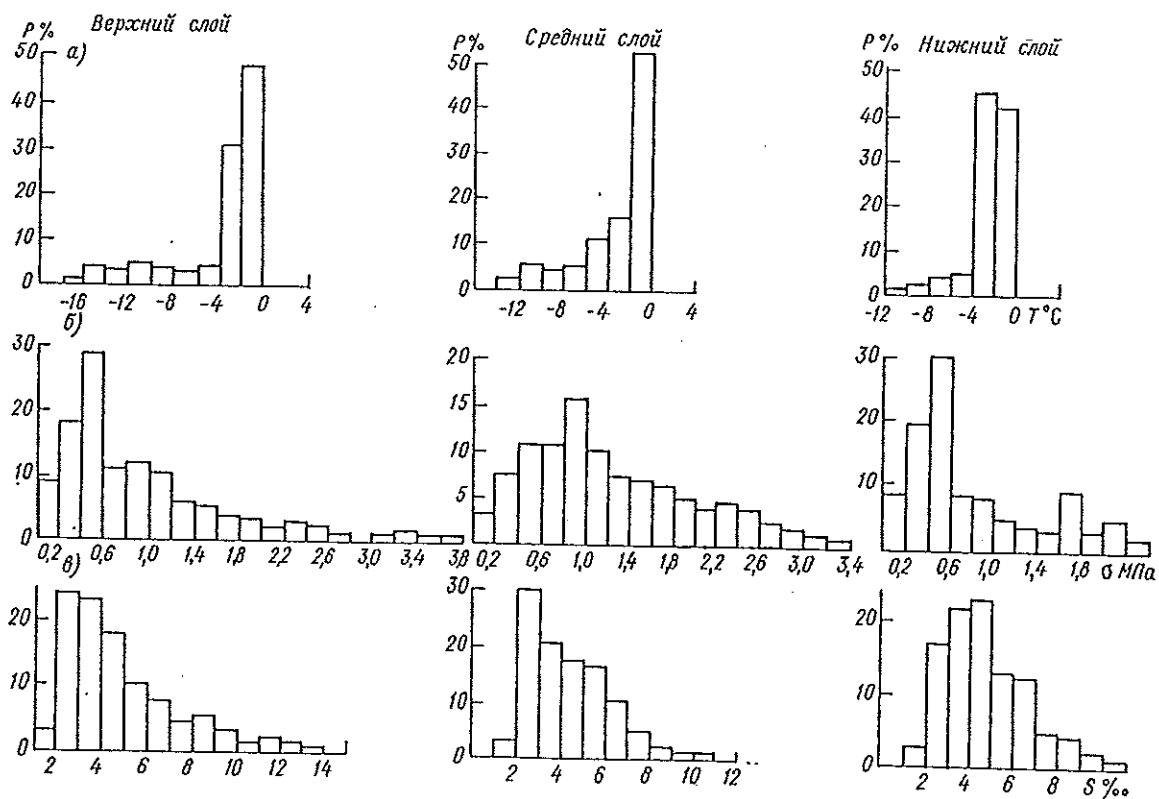


Рис. 9.14. Гистограммы температуры (а), прочности (б) и солености (а) различных слоев дрейфующего и припайного льда на северном участке.

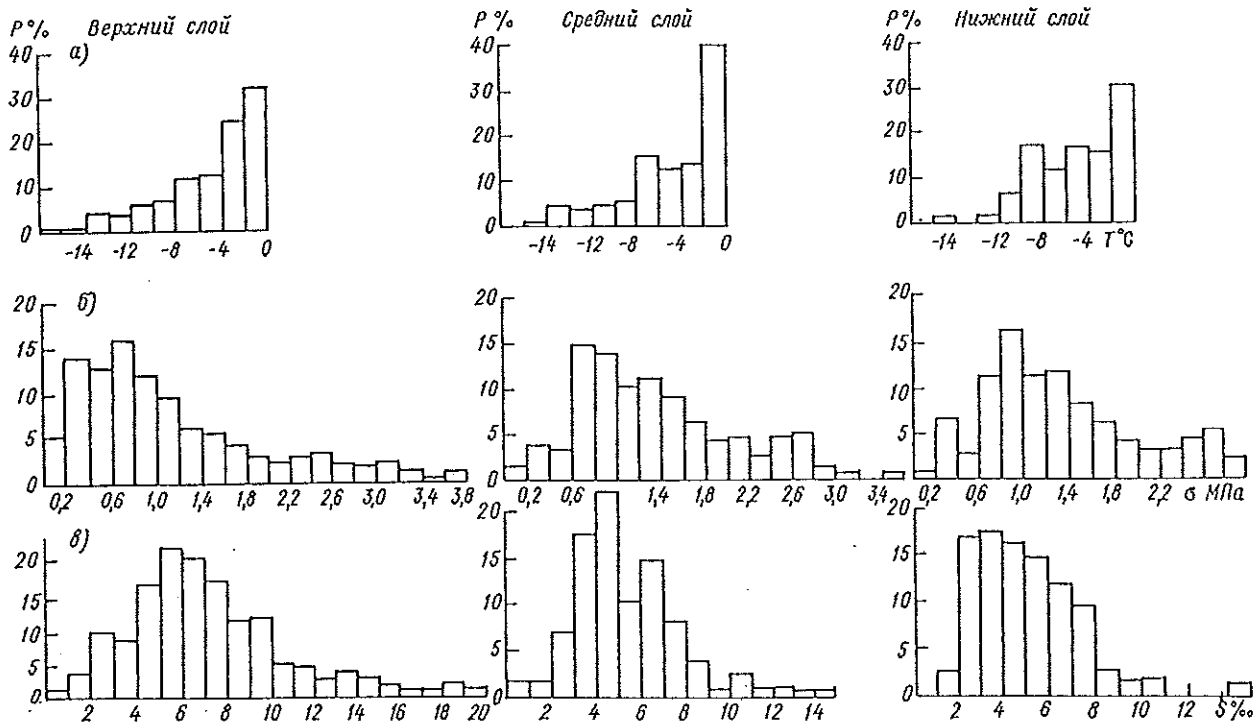


Рис. 9.15. Гистограммы температуры (а), прочности (б) и солености (в) различных слоев дрейфующего и припайного льда на южном участке.

При последующем анализе методами множественной линейной корреляции была получена удовлетворительная связь интегральных характеристик прочности льда на одноосное сжатие с температурой и соленостью. Для первого участка  $P_{\sigma}(S_{\text{л}}, T_{\text{л}}) = 0,67$ , а для второго —  $P_{\sigma}(S_{\text{л}}, T_{\text{л}}) = 0,58$ . Уравнения регрессии при этом соответственно описывались следующими выражениями:

$$\begin{aligned} \lambda/\sigma &= 0,57 + 0,04S_{\text{л}} - 0,08T_{\text{л}} - 0,06v_{\text{р}}; \\ \lambda/\sigma &= 1,10 - 0,06S_{\text{л}} - 0,10T_{\text{л}} - 1,02v_{\text{р}}, \end{aligned} \quad (9.11)$$

где  $\lambda/\sigma$  — оценка интегральной прочности льда, мПа;  $v_{\text{р}}$  — удельное содержание рассола, ‰.

Проведенные исследования позволили определить диапазоны колебаний прочности льда различного возраста и строения. Выявлены закономерности ее сезонной изменчивости и особенности распределения в толще льда. Практически все данные, послужившие основой для обобщения по рассматриваемому вопросу, были получены по измерениям прочности в единичной точке на ледяном поле, выбранной случайным образом. Несоввершенство такой методики очевидно. Определение прочности льда в ледяном покрове в целом оказывается приближенным из-за случайно выбранного места отбора образца. При этом неизвестна степень достоверности оценки, т. е. возможна ошибка определения средней прочности льда. Вероятно, это обусловило значительное отличие прочности льда в марте на северном и южном участках (см. табл. 9.18 и 9.19).

Для определения диапазона изменчивости и характера вертикального распределения физико-механических свойств в пределах одного ледяного

поля с декабря по апрель были проведены ежедневные съемки. На льду припая разбивался полигон  $100 \times 100$  м с точками через 20 м (всего 36 точек). Результаты проведенных съемок указывают на то, что выбор точек на ледяном поле для отбора кернов не должен носить произвольный характер, так как на всех профилях по всем слоям для прочности и солености прослеживается наличие „волн”. Подобный факт отмечен для солености льда Антарктиды [26]. Длина „волн” колеблется в пределах 50—80 м, поэтому отбираемые керны льда следует располагать равномерно на прямой линии длиной 100 м с интервалом не более 20 м. В этом случае существенно увеличивается вероятность исследования всего диапазона физико-механических свойств данного ледяного поля. При этом достоверность оценки интегральных характеристик повышается.

Как известно, прочность льда существенно зависит от направления разрушающей нагрузки относительно структурных элементов ледяного поля. Неоднородность механических свойств в этом случае характеризуется коэффициентом анизотропии  $K_a$ , который определяется как отношение предела прочности  $\sigma_e^{\parallel}$  образцов льда на одноосное сжатие, отобранных параллельно поверхности намерзания, к прочности  $\sigma_e^{\perp}$  образцов, отобранных перпендикулярно этой поверхности.

Результаты исследований анизотропии льда на полигоне показали значительную временную изменчивость  $K_a$ , который определяется в основном особенностями пространственного распределения физических параметров льда. Хорошо прослеживается тенденция уменьшения  $K_a$  во времени и по слоям льда от 1 в январе до 0,74 в марте в верхнем слое и соответственно от 1 до 0,38 в нижнем слое.

Лед припая, на котором проводились исследования, постоянно испытывал влияние реверсивных приливных течений, поэтому были проведены дополнительные исследования влияния течений на структуру, а следовательно, и на прочность льда. Керны льда отбирались параллельно плоскости намерзания в двух направлениях — перпендикулярно и параллельно направлению течения, при этом прочность образцов льда отличалась значительно. По предварительным данным прочность льда  $\sigma_c^{\perp}$  на одноосное сжатие образцов, отобранных перпендикулярно направлению течения, выше прочности  $\sigma_c^{\parallel}$  образцов льда, отобранных параллельно направлению течения.

#### 9.4.2. Лед распресненных заливов

Для анализа физико-механических свойств льда распресненных заливов было отобрано и испытано 337 образцов льда.

Температура воды в период проведения экспериментов изменялась в пределах  $-1,4 \dots -1,7$  °С, соленость — от 19,3 до 23,6 ‰, что определялось фазой прилива. Наиболее изменчивой характеристикой в период производства испытаний была высота снежного покрова. Она изменялась от 1 до 39 см. Плотность его составляла 0,38—0,43 г/см<sup>3</sup>. Толщина льда не превышала 117 см. Испытания образцов льда на сжатие производились в области хрупкого разрушения. Изучение прочностных характеристик льда сопровождалось кристаллографическими и текстурными исследованиями.

По результатам этих исследований верхний слой толщиной 20—25 см состоит из водно-снежного льда пузыристой текстуры. Включения овальные от мелких до крупных, цвет молочно-белый, прозрачность 5 баллов. Структура мелкозернистая, размеры кристаллов 1—5 мм, форма изометрическая. Размеры кристаллов определялись по методике, изложенной в [54]. Ориентировка С-оси кристаллов хаотическая.

Толщина среднего слоя определяется условиями ледообразования и колеблется от 50 до 90 см. Лед конжеляционный, волокнисто-крапчатой текстуры, содержит большое количество солевых и воздушных включений, вытянутых в вертикальном направлении. Встречаются зоны концентрации вытянутых по вертикали вторичных включений в виде жгутов белого цвета длиной 10 см. Цвет серый, в нижней части слоя — бурый от значительного количества включений песка, ила, водорослей и т. д. Прозрачность 3—4 балла. Структура волокнистая, размер кристаллов в поперечнике составляет 0,5—2,0 мм в верхней части слоя, увеличиваясь до 5 мм в нижней при длине 0,2—4,0 см. Ориентировка оптических осей кристаллов горизонтальная.

Нижний слой толщиной 20—25 см состоит из конжеляционного льда монолитной текстуры, содержит незначительное количество включений сферической формы. Цвет светло-серый. Прозрачность 0—2 балла. От предыдущего слоя отделяется ярусом воздушных включений сферической формы диаметром 2—3 мм. Структура волокнистая, хорошо заметно агрегатное состояние. Кристаллы-агрегаты, контуры которых в шлифе определяются по однородной интегральной окраске, достигают размера в поперечнике до 10 мм и более при длине до

10 см. Ориентировка оптических осей кристаллов горизонтальная.

По структурно-генетической классификации [53] исследуемый ледяной покров можно разделить на два типа: верхний слой водно-снежного льда типа В8 и слой конжеляционного льда типа Б4.

Соленость льда изменялась от 1,5 до 7,5 ‰, температура образцов из верхнего слоя — от  $-7,0$  до  $-14$  °С, температура среднего и нижнего слоев — от  $-5$  до  $-10$  °С и от  $-3$  до  $-7$  °С соответственно.

У исследователей практически нет разногласий в том, что прочность льда увеличивается с понижением температуры. В работе [49] со ссылкой на японских авторов [59] приводится зависимость предела прочности морского льда от температуры, полученная эмпирически для Охотского моря

$$R_c = 12,56 |Q|^{0,6}. \quad (9.12)$$

Анализ вертикального распределения температуры во льду показал значительную зависимость температуры льда от высоты снежного покрова.

При увеличении высоты снежного покрова до 30—35 см температура льда относительно выравнивается и, как правило, не понижается ниже  $-7 \dots -8$  °С.

Плотность льда, являющаяся функцией температуры и солености, изменялась от 0,77 до 0,97 г/см<sup>3</sup>.

Строгой закономерности в распределении плотности по вертикали обнаружено не было. Однако при всей очевидности на кривых вертикального распределения плотности наличие двух максимумов наблюдается в верхней части льда. Ниже 50 см плотность изменяется незначительно.

В ходе обработки материалов была проведена оценка анизотропии ледяного покрова по отношению средних значений прочности образцов, отобранных перпендикулярно поверхности ледяного поля, к средней прочности образцов, взятых параллельно поверхности намерзания. Коэффициент анизотропии вычисляется по формуле

$$k = R_c^{\perp} / R_c^{\parallel}, \quad (9.13)$$

где  $R_c^{\perp}$  и  $R_c^{\parallel}$  — значения предела прочности на сжатие соответственно перпендикулярно ( $\perp$ ) и параллельно ( $\parallel$ ) поверхности, и в данном случае оказался равным  $k = 2,93 : 1,52 \approx 1,9$ .

Так как природный лед анизотропен, что связано с различными условиями его образования, то при определении его прочностных характеристик обнаруживается большой разброс экспериментальных данных. Подобная картина отмечается у многих авторов [23, 44, 58].

Результаты определения предела прочности льда распресненных водоемов на одноосное сжатие приводятся в табл. 9.20. Для сравнения в таблицу включены данные, полученные во время ледокольной экспедиции на л/к „Ермак” по открытым районам Охотского моря.

Нетрудно заметить, что диапазон колебаний экспериментальных данных значительно шире для льда распресненных заливов по сравнению с морским льдом Охотского моря. Столь большой разброс данных натурных исследований еще раз подтверждает вывод о значительной анизотропии припайных льдов распресненных водоемов. Учет этого фактора прежде всего необходим при расчете нагрузок на

Таблица 9.20

## Некоторые физико-механические характеристики льда

Горизонт, см	Температура льда, °С	Плотность льда, г/см <sup>3</sup>	Прочность льда на сжатие, МПа	Место проведения опытов
0—30	-6...-15	—	1,33—5,10	Залив Море
	-3...-7	0,88—0,95	1,50—2,30	
30—60	-5...-12	—	1,90—5,50	Залив Море
	-3...-7	0,88—0,95	1,20—2,66	
60—90	-4...-7	—	1,10—6,20	Залив „
90—120	-3...-7	—	0,90—3,90	

гидротехнические сооружения, устанавливаемые в этих районах.

### 9.5. Методы прогнозирования ледовых условий в Охотском море и перспективы их развития

Практически все виды морских операций в регионе, решение ряда задач долгосрочных гидрометеорологических прогнозов в той или иной мере зависят от знания ледовой обстановки и возможности ее прогнозирования. Ледяной покров, образующийся вследствие сложных механизмов взаимодействия океана и атмосферы, в свою очередь существенно влияет на формирование климата и погоды, термического режима вод, на изменение течений и другие гидрометеорологические процессы.

В настоящее время имеется значительное количество работ, посвященных выявлению комплекса формирующих ледовые условия факторов и прогнозированию ледовых условий в море [3, 4, 6, 14—22, 29—40, 46, 51, 52, 55—62 и т. д.].

Охотское море, находясь в зоне суровых климатических условий, имеет довольно развитый сезонный ледяной покров. Исследование общих закономерностей показало, что для прогноза ледового состояния в первую очередь следует учитывать барическую обстановку и температурный режим по самому морю и прилегающим районам, динамические процессы над которыми оказывают влияние на ледовые условия в море.

С ростом заблаговременности прогнозов область задания полей предикторов необходимо расширять. Так, если при прогнозах до трех декад необходимо учитывать динамические процессы как минимум на всей азиатской территории, то с увеличением заблаговременности до сезона важны характеристики процессов на всем северном полушарии.

В этом плане удобной оценкой таких процессов являются индексы и формы атмосферной циркуляции, а также характеристики центров действия атмосферы [8, 16, 31]. Для краткосрочных и среднесрочных прогнозов наиболее важны инерционные факторы, роль которых с ростом заблаговременности уменьшается [30—40].

Для Охотского моря разработан ряд методов прогнозов, используемых в практике. К примеру, получены зависимости для прогноза ледовых явлений по отдельным районам моря, реализован физико-статистический метод прогноза средней и максимальной ледовитости, основанный на учете состоя-

ния средней тропосферы над Восточной Сибирью в ледный период и предзимье [46]. Для фонового прогноза ледовитости предложен прогностический оператор в виде суперпозиции нескольких квазипериодических составляющих [19]. Определенный вклад в решение поставленных задач внесла и попытка прогноза декадной ледовитости Охотского моря [60]. Проведенные в последние годы в ДВНИГМИ исследования позволили обобщить существующие разработки и предложить методы прогноза комплекса ледовых параметров, определяющих ледовые условия в Охотском море [31, 32, 34—40].

Помимо несомненных успехов, достигнутых при реализации физико-статистических моделей, определенные сдвиги получены также в области гидродинамического моделирования осенне-зимних ледовых явлений [45, 50]. Для Охотского моря с учетом региональных особенностей была апробирована гидродинамическая модель осенне-зимних процессов, применяемая для арктических морей [50].

Испытание модели показало хорошее качественное согласование модельных результатов с фактическими. Наиболее реальные результаты были получены для начального периода, когда ледяной покров располагается над шельфовой зоной моря и основное влияние на ледовые процессы оказывает равенство температур вода—воздух и скорость ветра. При продвижении льда в центральные районы моря результаты получаются несколько искаженными.

Несмотря на отмеченные недостатки, можно предположить, что при условии задания более репрезентативной гидрометеорологической информации предложенную схему можно использовать для расчета отдельных параметров льда.

Для практических целей применение гидродинамических методов пока затруднительно, так как при этом необходимы детальные данные наблюдений, а также достоверные метеорологические прогнозы. Поэтому с точки зрения практического использования основное внимание уделяется физико-статистическим методам. Из зарубежных исследований следует отметить попытку прогноза положения кромки льда в восточном секторе Берингова моря, хотя в целом использованный подход не отличается от аналогичных разработок, предложенных для Охотского моря отечественными исследователями [40].

Полученные в указанных исследованиях результаты частично уже используются в оперативной практике.

К наиболее перспективным методам прогнозирования ледовых условий из представленного списка (табл. 9.21) следует отнести два последних, которые являются практической реализацией автоматизированной физико-статистической схемы прогноза ледовых характеристик, разработанной в ДВНИГМИ в течение 1979—1983 гг.

#### 9.5.1. Физико-статистические методы прогноза элементов ледового режима

Характеристики, определяющие ледовые условия моря и формирующие ледовый режим, весьма многообразны и в зависимости от способа задания их можно разделить на два типа:

— одномерные (интегральные) — ледовитость, площадь зон различной сплоченности льда и т. д.;

Методы ледовых прогнозов, реализуемых в оперативной практике дальневосточных УГМС

№ п/п	Метод	Автор	Кем одобрен	Где используется
1	Расчет максимальной ледовитости Охотского моря	К. И. Непоп В. С. Самойлова С. М. Климов	Техсовет Сахалинского УГМС	Сахалинское УГМС
2	Прогноз сроков появления льда в районе порта Москальво	В. С. Самойлова	То же	"
3	Ориентировочный прогноз сроков вскрытия припая в Сахалинском заливе	Т. В. Кобозева	"	"
4	Прогноз очищения ото льда юго-западной части Охотского моря, южнее широт 45° 30' и 46° 00' с.	Ю. И. Бубликова	"	"
5	Прогноз возникновения льда в западной части зал. Анива (на трассе м. Крильон — Корсаков)	А. Е. Лебедев	"	"
6	Прогноз средней месячной ледовитости Татарского пролива	Г. А. Столярова	Ученый Совет ДВНИГМИ	"
7	Метод долгосрочного прогноза сроков наступления ледовых фаз	В. В. Ковбасюк	Техсовет Камчатского УГМС	Камчатское УГМС
8	Инерционный метод прогноза ледовых условий в прибрежной зоне п-ова Камчатка	И. Н. Купцов	То же	"
9	Метод прогноза взлома припая в зал. Учала	В. В. Ковбасюк	"	"
10	Эмпирическая формула для декадного прогноза положения кромки льда		Методический семинар ГМЦ Камчатского УГМС	"
11	Прогноз средней декадной ледовитости Охотского моря на сезон	В. В. Плотников	Техсовет Приморского УГМС	Приморское УГМС
12	Прогноз среднего декадного положения кромки льда в Охотском море с заблаговременностью до трех декад	В. В. Плотников	"	"

— многомерные (поля ледовых элементов) — сплоченность, возраст, формы льда и т. д.

При разработке методов прогноза учитывались следующие предположения:

— ледовые условия предсказуемы;

— между ледовыми, атмосферными и гидро-сферными процессами существуют асинхронные связи.

Для решения задач прогноза была предложена и реализована автоматизированная физико-статистическая схема, включающая ряд этапов последовательного преобразования и отбора (этапы компрессии) привлекаемой информации, построение прогностического оператора и прогноз. В зависимости от конкретно поставленной задачи (тип прогнозируемой ледовой характеристики, заблаговременность прогноза и т. д.) и объема исходной информации с помощью выработанной схемы генерировалась прогностическая модель.

Модели для прогноза полей сплоченности, возраста, форм льда с заблаговременностью до трех декад и декадного положения кромки льда в Охотском море

В архив исходной информации включались сведения о полях прогнозируемых элементов, приземном давлении, геопотенциале  $H_{500}$ , температуре воды и воздуха за период с 1960 г. по настоящее время.

В качестве исходных данных для прогноза использовались:

— карты ледовых авиаразведок по Охотскому морю;

— карты приземного давления и геопотенциала  $H_{500}$  над северным полушарием;

— сведения, поступающие из дальневосточных УГМС, содержащие данные о температуре воды и воздуха с прибрежных станций Охотского моря;

— в качестве дополнительной информации использовались снимки ледяного покрова, получаемые с отечественных и зарубежных ИСЗ.

Кромка льда представлялась положением ее характерных изгибов, фиксируемых лучами, выходящими из заранее выбранной реперной точки (рис. 9.16). За начало отсчета принято положение кромки льда при самом позднем ее фиксировании. За конец отсчета принято самое южное положение кромки. По выбранным траекториям проводилась выборка ежедекадных положений кромки льда за период с декабря по май.

Поля ледовых элементов (сплоченность, возраст, формы льда) задавались по 50 сравнительно однородным районам, на которые разбивалось Охотское море. Для численного представления полей возраста и форм льда, сведения о которых поступали в символьном виде [28], применялась индексация данных, при этом каждому символу присваивался свой числовой номер (балл).

Поля приземного давления и геопотенциала  $H_{500}$  снимались с синоптических карт по 50 точкам, расположенным в азиатско-американском секторе северного полушария. Анализ условий, предшест-

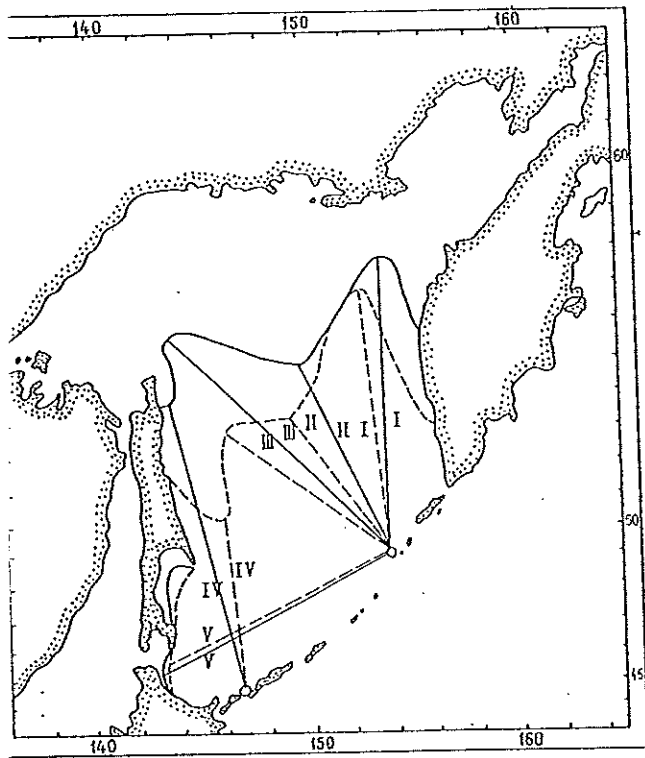


Рис. 9.16. Схема для фиксации основных направлений лучей и их модификаций (два случая) для задания характерных изгибов кромки льда в Охотском море.

ующих экстремальным зимам, показал, что при рогнозах с заблаговременностью до трех декад атмосферные процессы в районах западнее сибирского антициклона не оказывают существенного влияния на ледовый режим Охотского моря. Исходя из этих соображений, был выбран район, ограниченный меридианами  $100^\circ$  в. —  $170^\circ$  в. и параллелями  $0^\circ$  —  $80^\circ$  с. (рис. 9.17 а). При задании сетки для снятия значений метеоэлементов предполагалось подробное и по возможности равномерное освещение (анными всей выбранной территории. Использовались средние декадные данные за период ноябрь—май.

Температура воздуха (средняя декадная в связи с отсутствием постоянных наблюдений на акватории моря) снималась по 18 прибрежным станциям за период ноябрь—май (рис. 9.17 в).

Температура воды (средняя декадная) задавалась по 4 станциям (рис. 9.17 б), расположенным в районах основных проливов, соединяющих Охотское море с Тихим океаном и Японским морем. Считается, что изменение температуры воды в этих проливах отражает некоторые особенности водо- и теплообмена Охотского моря, который в свою очередь оказывает определенное влияние на ледовый режим. Использовались значения с ноября по май.

На первом этапе все исходные поля, содержащиеся в архиве, преобразовывались посредством разложения по эмпирическим ортогональным функциям (Э.О.Ф.). Ввиду невозможности долгосрочного прогноза мелкомасштабных составляющих в дальнейших преобразованиях участвовали коэффициенты разложения, отражающие наиболее крупномасштабные процессы и в сумме несущие около 90 % исходной информации.

Количество выбираемых коэффициентов разложения определялось формулой

$$H = f(R_N^2) = f\left(\sum_{j=1}^H \lambda_j / \sum_{j=1}^M \lambda_j\right), \quad (9.14)$$

где  $\lambda_j$  — собственные числа ковариационной матрицы рассматриваемого поля;  $M$  — общее количество собственных чисел (размерность поля);  $H$  — выбираемая часть собственных векторов.

На следующем этапе проводился отбор предикторов, коэффициенты корреляции которых с предиктантами превышали

$$r \geq r = th(a/\sqrt{N-3}), \quad (9.15)$$

где  $a$  — показатель уровня значимости отбираемых связей. Эта операция позволяет провести дальнейшее сокращение размерности вектора предиктора и уменьшить вероятность использования для прогноза случайных связей.

В связи с использованием множества полей предикторов предусмотрена возможность повторного разложения по Э.О.Ф. отобранных на первом этапе предикторов и последующего просеивания их по формуле (9.15). Данная операция позволяет исключить дублирование и сконцентрировать прогностически ценную информацию в весьма ограниченном количестве предикторов.

При отсутствии связей, удовлетворяющих заданному уровню значимости, происходит автоматический переход к поиску предсказателей, удовлетворяющих менее строгим граничным критериям.

С помощью выбранных в результате многоэтапного преобразования предикторов строятся уравнения регрессии вида

$$T_{jk} = \sum_{i=1}^H \beta_i y_{i, k-\tau}, \quad (9.16)$$

где  $y_{i, k-\tau}$  — отобранные предикторы;  $T_{jk}$  — коэффициенты разложения прогностического поля.

Далее по спрогнозированным временным функциям проводится восстановление реального прогностического поля

$$W_{km} = \sum_{j=1}^H T_{jk} x_{mj}. \quad (9.17)$$

Здесь  $x_{mj}$  — собственные вектора разложения полей ледовых элементов.

После этого рассчитываются оценки прогноза: коэффициенты множественной корреляции, средние квадратические ошибки прогноза, обеспеченность и т. д. При изменении состава исходных выборов (поступление новой информации, смена даты прогноза и т. д.) все операторы пересчитываются. Постоянная коррекция прогностических зависимостей позволяет в какой-то мере учесть влияние нестационарности природных процессов. Так как при каждом прогнозе информация частично или полностью обновляется, меняются и оценки уравнений. Поэтому в последующих таблицах приводятся осредненные характеристики, полученные по всему ансамблю прогнозов.

В модели реализуется прогноз коэффициентов разложения (временных) с последующим восстановлением фактического поля, поэтому в качестве обобщенной оценки успешности целесообразно

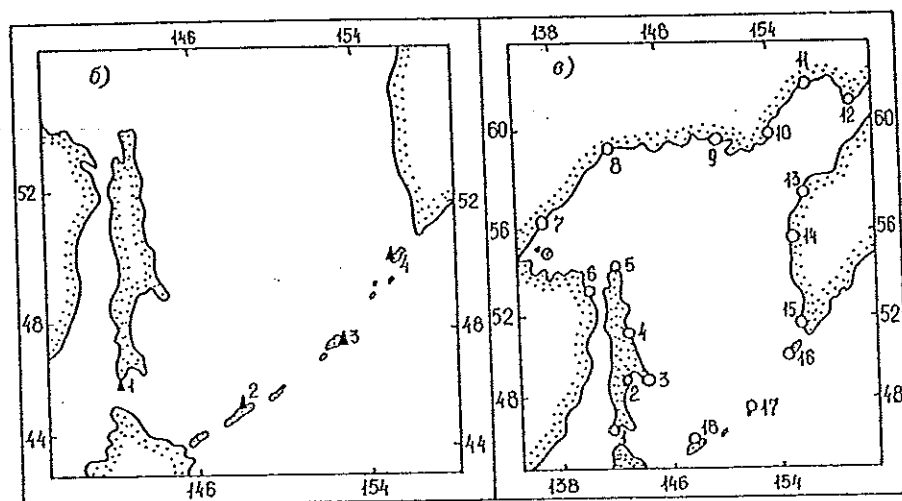
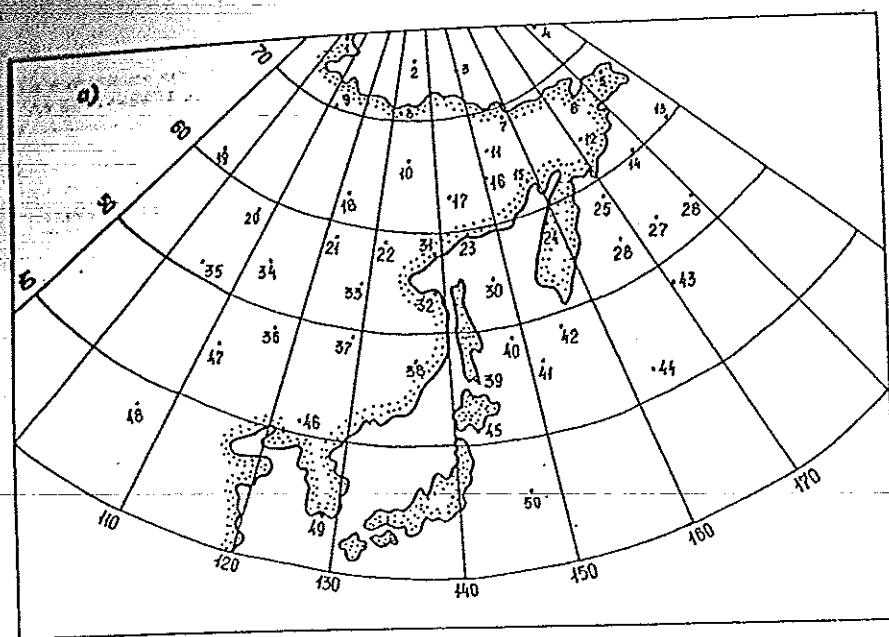


Рис. 9.17. Расположение и нумерация точек и станций, данные которых используются в расчетах приземного давления и геопотенциала  $H_{500}$  (а), температуры воды (б) и воздуха (в).

вместо множественных коэффициентов корреляции, рассчитываемых при прогнозе каждой временной функции, использовать свободный коэффициент корреляции  $K$ , показывающий уровень аппроксимации уже совокупности коэффициентов разложения, т. е. практически самого фактического поля:

$$K = \sqrt{\sum_{j=1}^N R_j m_j}, \quad (9.18)$$

где  $R_j$  — коэффициент множественной корреляции для  $j$ -й временной функции;  $m_j$  — относительная доля вклада  $j$ -й составляющей в суммарную изменчивость ледового элемента, определяемую  $N$  отобранными на этапе разложения функциями (табл. 9.22).

С целью проверки метода на независимом материале составлялись прогнозы среднего декадного распределения ледовых элементов за период 1982—

1983 гг. с заблаговременностью 1—3 декады. Всего было получено около 60 прогностических полей для каждого элемента. Результаты измерений и испытаний этого метода, а также инерционного и климатологического методов приводятся в табл. 9.22.

Оперативные испытания модели показали весьма обнадеживающие результаты. В целом оправданность метода при прогнозе полей ледовых элементов даже с трехдекадной заблаговременностью превышает 70%. Максимальная эффективность наблюдается при прогнозах положения кромки (26 и сплошности льда (17%) с заблаговременностью 1 декада. При увеличении заблаговременности 3 декад сравнительные оценки несколько ухудшаются и эффективность падает до 13 и 6% соответственно. Эффективность прогноза возраста и фс льда несколько ниже (см. табл. 9.22), что объясняется высокой инерционностью прогнозируемых процессов. Сравнительный анализ результатов статистического, инерционного и климат

Характеристики успешности прогностических операторов при прогнозах полей ледовых элементов в Охотском море по результатам оперативных испытаний на независимом материале за 1982—1983 гг.

Поле	Заблаговременность, декады	Сводный коэффициент корреляции $K$	Оправдываемость, %			Эффективность %
			физико-статистического метода	инерционного метода	климатологического метода	
Кромка	1	0,85	87	68	61	26
	2	0,77	81	46	61	20
	3	0,71	77	38	61	13
Сплоченность	1	0,86	81	74	64	17
	2	0,78	77	63	64	13
	3	0,70	70	54	64	6
Возраст	1	0,79	84	82	78	6
	2	0,71	82	77	78	4
	3	0,66	81	71	78	3
Форма	1	0,79	85	82	79	6
	2	0,71	84	81	79	5
	3	0,64	81	74	79	3

гического методов показал несомненное преимущество первого.

В настоящее время (начиная с зимы 1983-84 г.) метод прогноза положения кромки льда на Охотском море с заблаговременностью до 3 декад используется в оперативной практике Приморского УГМС.

#### Модель для прогноза ледовитости Охотского моря на сезон

При формировании базы данных для рассматриваемой задачи была сделана попытка учесть максимально возможное количество информации. Имеющиеся сведения, перечисленные в предыдущем разделе: поля приземного атмосферного давления, геопотенциала  $H_{500}$ , температур воды и воздуха, — дополнялись данными о распределении индексов Белинского и температуры воды в отдельных районах северо-западной части Тихого океана (рис. 9.18).

Ледовитость задавалась по 18 декадам ледового сезона с декабря по май.

Поля приземного давления и геопотенциала  $H_{500}$  представлялись по 50 точкам (см. рис. 9.17 а). В задаче использовались средние месячные характеристики параметров за период предзимья (октябрь—ноябрь).

Температура воздуха задавалась по представленной схеме станций (см. рис. 9.17 а). Выбиралось сведения также за период октябрь—ноябрь.

Температура воды задавалась по 4 морским станциям, расположенным в районах основных проливов Охотского моря (см. рис. 9.17 б) и по ряду районов северо-западной части Тихого океана.

Индексы Белинского и циркуляционные индексы в Тихом океане и в Атлантическом океане задавались по данным за период с 1960 г. по 1980 г. (рис. 9.18). Все данные, включая индексы Белинского, начинали с 1960 г.

Алгоритм прогноза ледовитости представлен схемой от формирования и последующей обработки для построения прогноза формируются на информационном уровне на техническом уровне.

На первом этапе происходит разложение исходного распределения ледовитости по Э.О.Ф. с последующим отбором нескольких первых коэффициентов разложения, в сумме несущих около 90 % сезонной изменчивости ледовитости и поддающихся долгосрочному прогнозированию. Прогнозирование не самой декадной ледовитости, а ее математического отображения, меняющегося от года к году дает возможность увеличить заблаговременность прогноза.

На втором этапе вычисленные коэффициенты коррелировались со всем комплексом гидрометеорологических параметров и отбирались факторы уровня корреляционных связей которых были выше критического (обычно задавался 95 %-ный уровень значимости).

Отобранные факторы определяют наиболее активную (с точки зрения прогноза) область в пространстве предикторов и достаточно полно описывают предсказываемую систему.

На третьем этапе комплекс отобранных предикторов подвергается разложению по Э.О.Ф. с последующим отбором наиболее информативных параметров по критерию значимости корреляционных связей.

Используя отобранные предикторы, строится регрессия для прогнозирования коэффициентов ледовитости.

(9.19)

Характеристики успешности прогностических операторов при прогнозах полей ледовых элементов в Охотском море по результатам оперативных испытаний на независимом материале за 1982—1983 гг.

Поле	Заблаговременность, декады	Сводный коэффициент корреляции $K$	Оправдываемость, %			Эффективность %
			физико-статистического метода	инерционного метода	климатологического метода	
Кромка	1	0,85	87	68	61	26
	2	0,77	81	46	61	20
	3	0,71	77	38	61	13
Сплоченность	1	0,86	81	74	64	17
	2	0,78	77	63	64	13
	3	0,70	70	54	64	6
Возраст	1	0,79	84	82	78	6
	2	0,71	82	77	78	4
	3	0,66	81	71	78	3
Форма	1	0,79	85	82	79	6
	2	0,71	84	81	79	5
	3	0,64	81	74	79	3

гического методов показал несомненное преимущество первого.

В настоящее время (начиная с зимы 1983-84 г.) метод прогноза положения кромки льда на Охотском море с заблаговременностью до 3 декад используется в оперативной практике Приморского УГМС.

#### Модель для прогноза ледовитости Охотского моря на сезон

При формировании базы данных для рассматриваемой задачи была сделана попытка учесть максимально возможное количество информации. Имеющиеся сведения, перечисленные в предыдущем разделе: поля приземного атмосферного давления, геопотенциала  $H_{500}$ , температур воды и воздуха, — дополнялись данными о распределении индексов Белинского и температуры воды в отдельных районах северо-западной части Тихого океана (рис. 9.18).

Ледовитость задавалась по 18 декадам ледового сезона с декабря по май.

Поля приземного давления и геопотенциала  $H_{500}$  представлялись по 50 точкам (см. рис. 9.17 а). В задаче использовались средние месячные характеристики параметров за период предзимья (октябрь—ноябрь).

Температура воздуха задавалась по представленной схеме станций (см. рис. 9.17 в). Выбирались сведения также за период октябрь—ноябрь.

Температура воды задавалась по 4 морским станциям, расположенным в районах основных проливов Охотского моря (см. рис. 9.17 б) и по ряду районов северо-западной части Тихого океана.

Индексы Белинского, характеризующие основные циркуляционные процессы над азиатско-американским сектором, выбирались по ряду стандартных районов за период с августа по ноябрь (см. рис. 9.18). Все данные, включенные в архив, отбирались начиная с 1960 г.

Алгоритм прогноза ледовитости Охотского моря представлен схемой с трехкратной компрессией информации и последующей оценкой параметров. Выборки для построения прогностических уравнений формируются из информационного архива, записанного на технические носители.

На первом этапе происходит разложение исходного распределения ледовитости по Э.О.Ф., с дующим отбором нескольких первых коэффициентов разложения, в сумме несущих около 90 зонной изменчивости ледовитости и поддаю долгосрочному прогнозированию. Прогнозируются не самой декадной ледовитости, а ее математического отображения, меняющегося от года к году, что дает возможность увеличить заблаговременность прогноза.

На втором этапе вычисленные коэффициенты коррелировались со всем комплексом гидрологических параметров и отбирались факторы выше критического (обычно задавался 95 % уровень значимости).

Отобранные факторы определяют наиболее благоприятную (с точки зрения прогноза) область странства предикторов и достаточно полно описывают предсказываемую систему.

На третьем этапе комплекс отобранных параметров подвергается разложению по Э.О.Ф. ледующим отбором наиболее информативных параметров по критерию значимости корреляционных связей.

Используя отобранные предикторы, строится уравнение регрессии для прогноза коэффициента разложения ледовитости вида

$$T_{jk} = \sum_{i=1}^p a_i y_{ik}$$

где  $y_{ik}$  — отобранные на третьем этапе предикторы;  $P$  — их количество;  $T_{jk}$  — прогнозируемые коэффициенты разложения.

Сводный коэффициент корреляции  $R_\lambda$  прогноза отобранных временных функций разложения ледовитости, рассчитанный как средний за все авторских испытаний (1979—1982 гг.), оказался равен 0,76, что относит полученные зависимости к категории хороших.

Фактическое распределение ледовитости в Охотском море навливалось по формуле

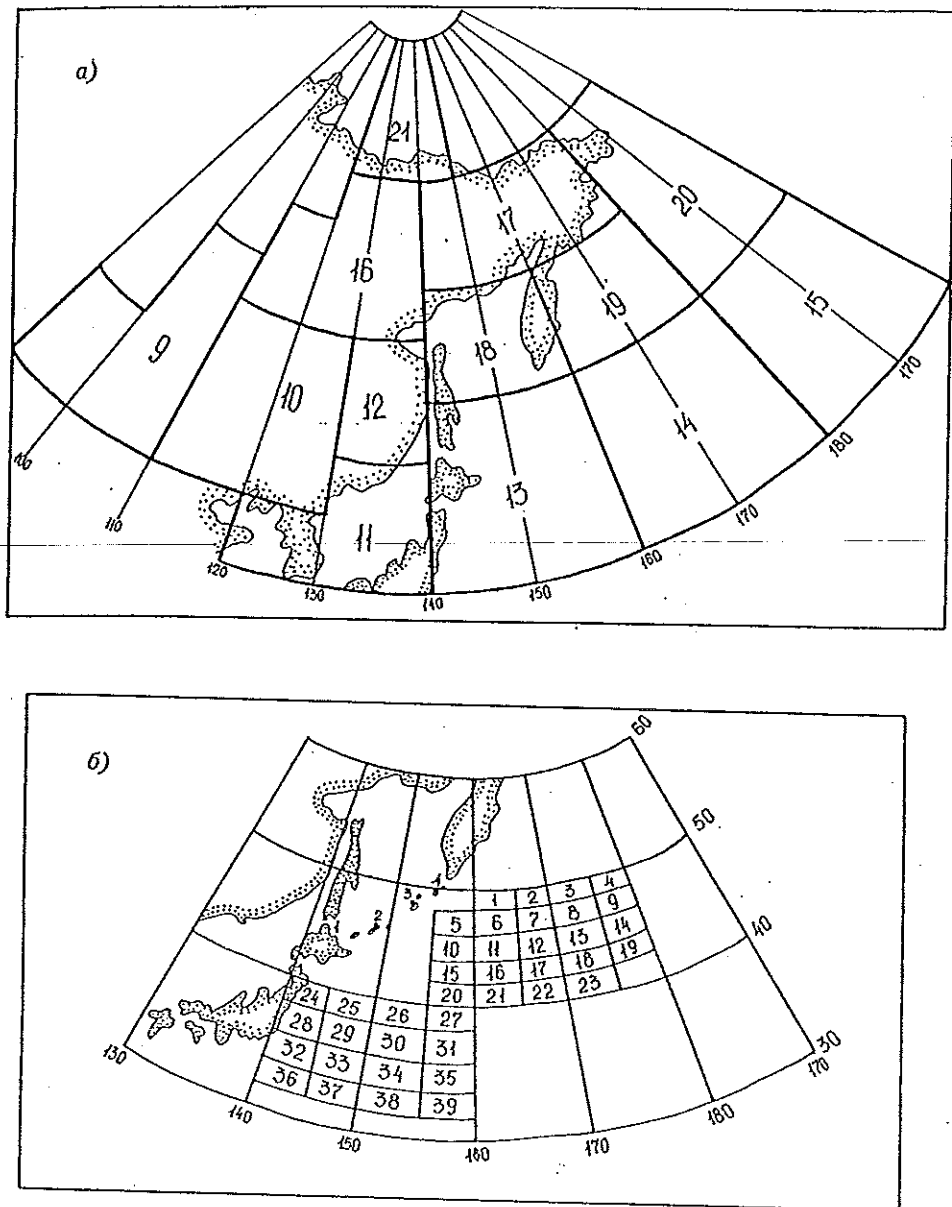


Рис. 9.18. Расположение и нумерация районов и точек, данные которых используются для прогнозов индексов Белинского (а) и температуры воды (б).

$$L_{km} = \sum_{j=1}^N T_{jk} x_{mj} \quad (9.20)$$

где  $N$  — количество отобранных на первом этапе коэффициентов разложения;  $x_{mj}$  — собственные вектора этого разложения.

После этого рассчитываются оценки прогнозов.

Прогноз декадной ледовитости Охотского моря на сезон составляется в конце ноября при завершении сбора всей отмеченной информации за текущий год (информация за прошлый период содержится в архиве данных).

Схема прогноза полностью автоматизирована и при задании входных условий (информация о файлах данных, условиях печати и т. д.) выдает прогностические рекомендации.

В конце ноября дается прогноз декадной ледовитости моря на весь ледовый период. При необходимости в феврале проводится уточнение прогноза на март—май. В этом случае в состав предикторов до-

полнительно включается текущая информация о ледовитости.

Предлагаемая методика проверялась на независимом материале по данным 1979—1982 гг. Средняя оправдываемость прогнозов составила: без корректировки на вторую половину сезона — 65 %, с корректировкой — 81 %. Соответственно средние оценки климатологического и инерционного методов составляют 47 и 45 %.

С 1983 г. данный метод внедрен в оперативную практику Приморского УГМС.

Более подробные сведения об изложенных методиках, а также практические рекомендации по их использованию с описанием программного комплекса приведены в методических указаниях.

#### Долгосрочный прогноз ледовитости Охотского моря

Наряду с дальнейшим усовершенствованием приведенных выше моделей в последние годы была проведена серия экспериментов по долгосрочному

(с заблаговременностью не менее 3 мес) прогнозу ледовитости Охотского моря. Объектом прогноза являются декадные значения ледовитости. Учитывая значительную заблаговременность, идеология разработанной модели несколько иная, чем в ранее изложенных.

Принималось, что долгосрочные флюктуации ледовитости в первую очередь определяются крупномасштабными атмосферными процессами северного полушария. Наиболее общими показателями этих процессов являются характеристики центров действия атмосферы. Однако конкретный эволюционный механизм влияния центров действия атмосферы на флюктуации ледовых условий пока еще не выявлен, и возможную совокупность связей приходится представлять в виде статистических зависимостей.

В качестве исходной информации для долгосрочного прогноза ледовитости использовались:

1) карты ледовых авиаразведок по Охотскому морю, с которых снимались данные ледовитости за период декабрь—май с 1960 по 1987 г.;

2) средние месячные аномалии температуры  $\Delta T$  в центрах действия атмосферы северного полушария. Используются: алеутская депрессия, азиатский зимний антициклон, канадский антициклон, охотский антициклон, летняя дальневосточная депрессия, северо-американский летний циклон, арктический антициклон, среднеазиатская депрессия;

3) индексы атмосферной циркуляции Вангенгейма, Ильинского, Каца, которые выбирались за период с января 1960 г. по декабрь 1987 г.

Архив информации, содержащий данные о предиктантах и предикторах, с помощью генератора случайных чисел разбивается по заданному соотношению (в нашем конкретном случае 2:1) на две выборки — обучающую и проверочную. На обучающей выборке методом наименьших квадратов строятся два ряда частных описаний предиктанта последовательно для каждого предиктора:

— ряд степенных полиномов

$$y_k = \sum_{i=0}^k a_i x_i^i, \quad (9.21)$$

— ряд по тригонометрическим функциям

$$y_k = \sum_{i=0}^k [a_i \cos(\omega i x) + b_i \sin(\omega i x)]. \quad (9.22)$$

В качестве полинома оптимальной сложности для каждого предиктора отбирались зависимости, минимизирующие на проверочной последовательности среднюю квадратическую ошибку прогноза.

При переборе трендов в список кандидатов в переменные первым номером всегда включалось время. Это связано с возрастанием роли функции времени при увеличении заблаговременности прогноза.

После этого рассчитываются обобщенные функции от полученных на предшествующем этапе полиномов

$$y = f(a_j, y_j). \quad (9.23)$$

В целях сокращения вычислительных процедур эта функция представлялась только в виде некоторого степенного полинома

$$f(a_j, y_j) = a_0 + \sum_n a_n y_n + \sum_n \sum_m a_n a_m y_n y_m + \sum_n \sum_m \sum_l a_n a_m a_l y_n y_m y_l. \quad (9.24)$$

Затем последовательно отбрасывается по одному члену, имеющему минимальный коэффициент корреляции с предиктантом, и выбирается уравнение, минимизирующее на проверочной последовательности среднюю квадратическую ошибку прогноза. Данная процедура выполняется параллельно для степенных и тригонометрических рядов.

В силу недостаточного объема исходной информации количество одновременно анализируемых полиномов для последующего построения функции (9.24) ограничивается пятью. При необходимости учета большего количества предикторов дополнительно используются частные описания вида

$$\begin{aligned} z_1 &= a_1 x_1 + a_2 x_2; \\ z_2 &= a_3 x_3 + a_4 x_4; \\ &\dots\dots\dots \\ z_n &= a_{2n-1} x_{2n-1} + a_{2n} x_{2n}, \end{aligned} \quad (9.25)$$

где  $2n$  — общее количество предикторов;  $a$  — коэффициенты уравнений, полученные методом наименьших квадратов;  $x_n$  — рассчитанная оценка ошибки прогноза:

$$z = y - f(a_j, y_j). \quad (9.26)$$

Для дальнейшего сжатия информации рассчитывается множественное уравнение регрессии, где в качестве предикторов выступают частные описания вида (9.25)

$$z = \sum_{n=1}^k b_n z_n. \quad (9.27)$$

Результирующий прогноз получается как суперпозиция уравнений вида (9.23) и (9.27)

$$y_{пр} = f(a_j, y_j) + \sum_{n=1}^k b_n z_n. \quad (9.28)$$

Отбор оптимального результирующего уравнения также происходит по материалам тестирования на проверочной выборке.

При оперативном использовании схемы после осуществления всех операций по формированию прогностического оператора (9.28) следует запрос данных о предикторах (прогностические данные) и осуществляется прогноз. При этом выдаются два параллельных результата, соответствующие видам частных описаний (степенной полином или ряд по тригонометрическим функциям, дальнейший анализ, сравнение и выбор одного из которых выполняется непосредственно экспертом, заинтересованным в прогнозе).

Результаты экспериментальной проверки метода позволили несколько сократить перебор предикторов при практическом использовании модели. На основании сравнительного анализа вкладов различных факторов в списке для прогноза остались предикторы, отражающие состояние  $\Delta T$  охотского антициклона, северо-американского минимума, летней дальневосточной депрессии, северного по-

люса и индексы атмосферной циркуляции Влино-вой.

Результаты испытаний метода на проверочной последовательности показали среднюю оправдываемость прогнозов по всему ледовому периоду около 80 %; так как конечный результат представляет собой выход сложной функции, объединяющей заданное количество параметров, конкретный вклад каждого проследить затруднительно. Можно отметить повышенную информативность аномалий температуры  $\Delta T$  в охотском антициклоне. Возможно, характер аномальности охотского антициклона и является некоторым долгосрочным индикатором природных процессов в Дальневосточном регионе, конкретная направленность которых и определяет развитие ледовых условий в Охотском море. При этом существенная доля информативности этого показателя лежит в области нелинейных связей.

Базируясь на приведенных оценках и учитывая, что климатологический метод дает оправдываемость около 60 %, а метод множественной линейной регрессии — около 64 %, предложенную схему для долгосрочного прогноза ледовитости Охотского моря можно рекомендовать для практического использования.

С 1989 г. схема принята к оперативным испытаниям. Однако при оперативных испытаниях метода

возможно некоторое ухудшение оценок, так как результаты авторских испытаний, проведенные на проверочной последовательности, не являются в полной мере независимыми вследствие постоянного обращения к этой выборке при определении оптимального оператора (рис. 9.19).

### 9.5.2. Численное моделирование ледяного покрова

Ледяной покров моря является продуктом сложного взаимодействия двух сред (атмосферы и гидросферы). Соответственно и расчет параметров льда можно осуществить, только имея сведения о совокупности процессов, происходящих в атмосфере и гидросфере. Отсутствие подобных сведений, а также недостаточное количество исходных данных вынуждают упрощать исследуемые процессы, обобщать влияние нескольких одновременно действующих факторов, заменять сложные взаимозависимости простыми, уточнять путем численных экспериментов наши сведения о происходящих процессах. Таким образом, разработка численных методов расчета гидрометеорологических элементов, по существу, является геосеологическим моделированием, причем причинно-следственные зависимости в таких моделях описываются уравнениями гидротермодинамики. Необходимыми условиями для

этого являются: наличие качественной модели исследуемого процесса, формализованный алгоритм модели, достаточное количество исходных данных, определяющих параметры модели. В связи с отсутствием этих условий исследователями разрабатываются частные модели, отражающие лишь отдельные стороны в развитии ледяного покрова.

К примеру, в работе [14] впервые рассматривается взаимовлияние ледяного покрова и приливных явлений в Охотском море. Полученная модель описывает изменения, происходящие в ледяном покрове под действием приливных течений и изменений уровня.

В последние годы на основе численных моделей для условий арктических морей получена численная модель осенне-зимних гидрологических процессов для всей акватории Охотского моря [29, 52]. Используемая модель получила дальнейшее развитие и усовершенствование с точки зрения приспособления ее к реальным физико-географическим особенностям Охотского моря и имеющейся гидрометеорологической информации. В частности, в связи с привлечением метеорологических наблюдений

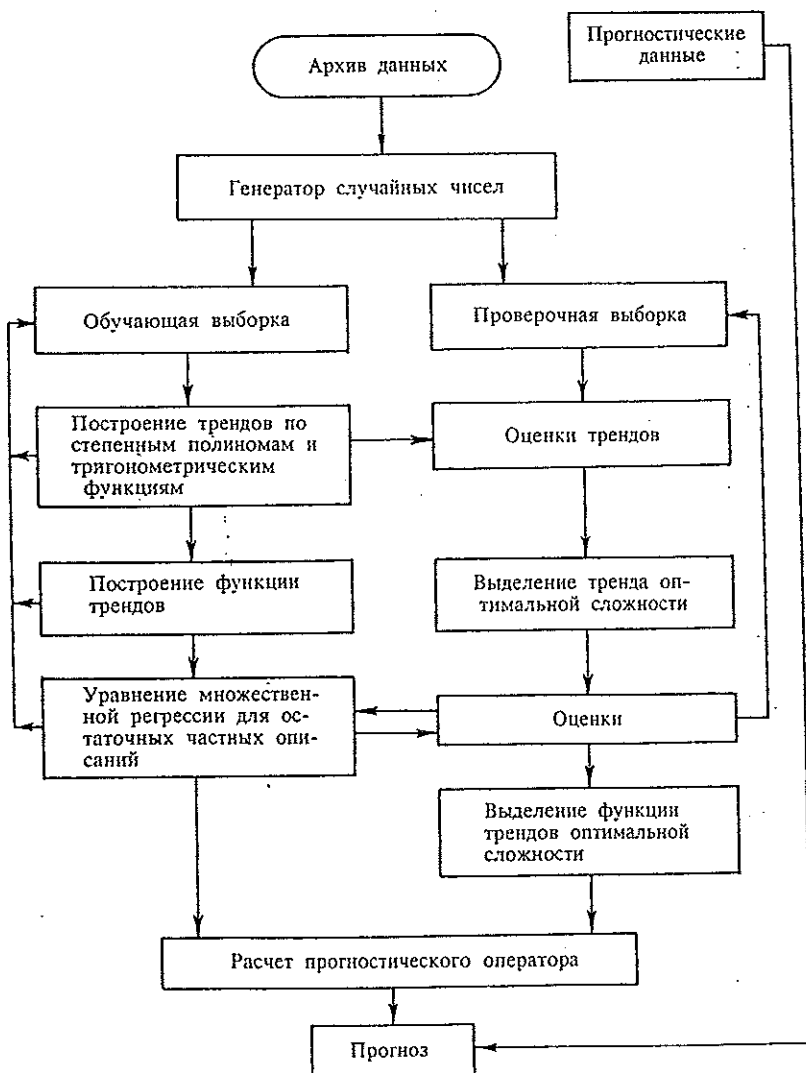


Рис. 9.19. Блок-схема долгосрочного прогноза ледовитости Охотского моря.

дений только по периферии моря был разработан метод расчета температуры воздуха с учетом трансформации воздушных масс по траекториям их перемещения над открытой акваторией моря. Учитывая особое значение турбулентных процессов и вертикальных движений в формировании гидрологической структуры верхнего деятельного слоя Охотского моря, в модели предусмотрен их расчет ниже слоя конвективного перемешивания.

Для реализации математической модели был произведен предварительный анализ имеющейся гидрологической информации, что позволило:

— рассмотреть изменчивость гидрологической структуры верхнего деятельного слоя моря от месяца к месяцу в предзимний период;

— исследовать причины, формирующие теплозапас вод;

— выявить влияние гидрологических факторов на характерные особенности ледяного покрова.

Полученные результаты представлены в виде качественной модели развития гидрологических процессов, на основе которой формировалась система уравнений разрабатываемой модели.

Проведенный ряд экспериментальных расчетов по модели впервые позволил:

— представить картину осенне-зимних процессов на всей акватории Охотского моря во взаимосвязи с определяющими их характеристиками;

— получить количественные значения изменчивости гидрологических элементов, в том числе глубины конвективного перемешивания и теплозапаса вод;

— рассчитать поле температуры воздуха и теплообмен на поверхности моря;

— оценить влияние различных факторов на лед и в первую очередь оценить роль гидрологической структуры вод деятельного верхнего слоя в формировании наиболее характерных особенностей ледяного покрова Охотского моря.

#### Численная модель расчета

Поскольку принципиальная схема расчета (модели) и некоторые ее особенности достаточно подробно приведены в [52], ограничимся только краткими пояснениями смысла основных операций, подробно останавливаясь лишь на некоторых отличиях от традиционного подхода и введенных на основании предшествующих исследований дополнений.

Изменение температуры и солености поверхностного слоя определяется, следуя работе [12], из уравнений баланса тепла и соли с учетом адвекции:

$$\int_{t_i}^{t_{i+1}} \Phi_a dt = c \left[ \int_0^h \gamma V_i dz + \int_{h_i}^{h_{i+1}} \gamma_i V_i dz - \int_0^0 \gamma_{i+1} V_{i+1} dz + \right. \\ \left. + \gamma \int_{t_i}^{t_{i+1}} a \frac{\partial V_0}{\partial z} \Big|_{z=h} dt + \int_{t_i}^{t_{i+1}} \int_0^{h^{(0)}} \gamma_i W \frac{\partial V_i}{\partial n} dz dt \right]; \quad (9.29)$$

$$\int_0^{h_{i+1}} \gamma_{i+1} S_{i+1} dz = \int_0^{h_i} \gamma_i S_i dz + \int_h^{h_{i+1}} \gamma_i S_i dz + \int_{t_i}^{t_{i+1}} \Phi_S dt + \\ + \int_{t_i}^{t_{i+1}} \int_0^{h^{(0)}} \gamma_i W \frac{\partial S}{\partial n} dz dt,$$

где  $h_i, h_{i+1}$  — толщина верхнего однородного слоя моря соответственно на момент времени  $t_i$  и  $t_{i+1}$ ;  $\gamma$  — плотность морской воды;  $c$  — удельная теплоемкость;  $V_i$  — температура воды;  $W$  — скорость течения;  $S_i$  — соленость воды;  $\Phi_S$  — поток соли к слою конвекции.

Основой схемы расчета глубины однородного слоя является соотношение

$$\gamma_i \geq \gamma_{i+1}. \quad (9.30)$$

Поток тепла от подстилающей поверхности к атмосфере  $\Phi_a$  определяется из уравнения теплового баланса

$$\Phi_a = \Phi_T + \Phi_H + (1 - A)P + O, \quad (9.31)$$

где  $\Phi_T$  — турбулентный теплообмен;  $\Phi_H$  — теплообмен за счет испарения;  $A$  — альbedo подстилающей поверхности;  $P$  — суммарная радиация;  $O = G - B$  — эффективное излучение ( $G$  — противоизлучение атмосферы,  $B$  — излучение подстилающей поверхности).

Для расчета  $\Phi_T$  и  $\Phi_H$  используются формулы из работы [11],  $G$  и  $B$  — из работы [51].

В отличие от известных моделей, в которых гидрологические элементы ниже слоя конвекции задаются постоянными в течение всего периода расчета, в нашей модели производится расчет температуры и солености, исходя из предположения о постоянстве скоростей течения. В этом случае можно определить точку, откуда пришла водная масса в данный узел. Определив значения температуры и солености в этой точке, рассчитывают их изменение под действием турбулентного перемешивания по вертикали и вертикальных движений:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - W \frac{\partial T}{\partial z}; \\ \frac{\partial S}{\partial t} = k_S \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} - W \frac{\partial S}{\partial z}. \quad (9.32)$$

Решение этих уравнений ищется с помощью кубической сплайн-интерполяции [25] с учетом равенства нулю потоков тепла и соли у дна.

Поскольку значения коэффициента турбулентного обмена в Охотском море неизвестны, то в первом приближении они определялись опытным путем по результатам численных экспериментов. После охлаждения однородного слоя воды до температуры замерзания на поверхности образуется лед. Расчет толщины льда производится по формуле [12]

$$H_{i+1} = \sqrt{H_i^2 + \frac{2\Lambda}{l_k \rho_{\text{л}}} \int_{t_i}^{t_{i+1}} (T - T_0) dt - \frac{2}{l_k \rho_{\text{л}}} \int_{t_i}^{t_{i+1}} \Phi_B H dt}, \quad (9.33)$$

где  $H_i$  и  $H_{i+1}$  — толщина льда соответственно на момент времени  $t_i$  и  $t_{i+1}$ ;  $\Lambda$  — теплопроводность морского льда;  $l_k$  — теплота кристаллизации;  $\rho_{\text{л}}$  — плотность льда;  $T$  и  $T_0$  — температура соответственно на верхней и нижней поверхностях льда;  $\Phi_B$  — поток тепла к нижней поверхности льда из воды.

Поскольку нарастание льда происходит в основном под влиянием снежного покрова, а на изменение плотности подстилающего однородного слоя большое влияние оказывает соленость образующегося льда, в модели производится их расчет по эмпирическим формулам. Толщина снега на льду рассчитывается по формуле [10]

$$h_c = qH + B, \quad (9.34)$$

а соленость льда — по формуле из работы В. Л. Цурикова (1965)

$$S_L = 1,006S_w \left[ 7\sqrt{\frac{\partial H}{\partial t}} \left( 7\sqrt{\frac{\partial H}{\partial t} + 10,30} \right) \right] \quad (9.35)$$

Скорость и направление дрейфа льда определяются из уравнения баланса сил

$$F_1 + F_2 + \Omega + R = 0, \quad (9.36)$$

где  $F_1$  и  $F_2$  — напряжение трения соответственно воздуха и воды о лед;  $\Omega$  — сила Кориолиса;  $R$  — сила взаимодействия с окружающими льдами.

Для определения первых трех сил использованы результаты, полученные в работе [12]:

$$F_{1,2} + k\rho \frac{\partial W}{\partial z} \Big|_{z=0}; \quad \Omega = -l_i W \rho H, \quad (9.37)$$

где  $W = U + iV$  — скорость дрейфа льда в комплексном виде;  $\rho$  — плотность;  $H$  — толщина;  $k$  — коэффициент молекулярной вязкости.

Силу взаимодействия  $R$  определим, рассматривая лишь ее нормальный компонент и пренебрегая касательной составляющей вследствие ее малости [54, 56].

Пусть скорость  $i$ -й льдины определяется суммой скорости  $(i+1)$ -й льдины и скорости абсолютной деформации на участке льда протяженностью  $L$ :

$$W_i - W_{i+1} = \frac{\Delta L}{\Delta t} \text{ при } W_i > W_{i+1}. \quad (9.38)$$

Тогда скорость относительной деформации получится выражение

$$\frac{\Delta L}{\Delta t} \cdot \frac{1}{L} = \frac{W_i - W_{i+1}}{SL}. \quad (9.39)$$

Полагая, что напряжение во льду пропорционально скорости относительной деформации [9], запишем для силы  $R$

$$R = -\mu \frac{W_i - W_{i+1}}{L}, \quad (9.40)$$

где  $\mu$  характеризует степень сопротивляемости льда деформациям.

Для расчета перемещения зон льда различного возраста и толщины ранее использовались схемы, основанные на методе траекторий. В нашей модели перемещение ледяного покрова описывается плоскопараллельным сдвигом. Для этого на каждом шаге по времени суммируются составляющие дрейфа льда

$$L_x = \sum_{t_0}^{t_k} U_i; \quad L_y = \sum_{t_0}^{t_k} V_i. \quad (9.41)$$

По достижении  $L_x$  или  $L_y$  в данном расчетном узле значения, равного шагу сетки, значения свойств льда пересылаются на место соседнего узла в соответствии со знаком  $L_x$  или  $L_y$ .

Настоящая постановка расчета скоростей дрейфа льда и его перемещений позволяет решать вопрос о перераспределении льда при наличии разрывов, следить за кромками льда, перемещением зон льда различной толщины, исключать эффекты, связанные с вычислительной диффузией [52].

Таким образом, на основании численного решения уравнений движения льда и его термических изменений можно получить последовательную картину охлаждения воды, появления льда и изменение его толщины вплоть до начала таяния.

#### Способы расчета метеорологических элементов на акватории Охотского моря

К метеорологическим характеристикам, обуславливающим изменчивость гидрологических процессов поверхностных слоев моря, относятся суммарная солнечная радиация и влияющая на нее облачность, температура воздуха и воды.

Суммарная солнечная радиация сильно зависит от облачности, но в настоящее время мы не имеем возможности определить ее достаточно точно одновременно на всей акватории моря. Как правило, зависимость суммарной солнечной радиации от облачности учитывается коэффициентами, характеризующими среднее количество облаков по данным наблюдений. В будущем общее количество облаков можно будет учитывать путем анализа общей циркуляции атмосферы, связывая коэффициенты облачности с индексами, характеризующими циркуляцию. В целом же затруднений в использовании элементов радиации в численных моделях нет. Для ее получения используют элементарную выборку еженедельной или средней месячной суммарной солнечной радиации по широтам, и выбранные значения задают в конкретные узлы сеточной области. Ошибки, связанные с неправильными определениями облачности, в целом невелики, так как рассматриваются величины, осредненные по месяцам, а межгодовая изменчивость суммарной солнечной радиации мала.

Приземное атмосферное давление и температуру воздуха обычно задают в узлах расчетной сетки путем выборки из карт, построенных по результатам наблюдений и осредненных за определенный период времени. Точность расчетов при этом зависит как от способа выборки, так и от условий построения самих карт. Для построения карт используют формальную интерполяцию между данными береговых и островных гидрометеорологических станций, дополняя их данными попутных судовых наблюдений. При этом следует учесть, что в зимний период достоверная информация на большей части акватории моря отсутствует, поэтому карты распределения метеорологических элементов строятся с определенной погрешностью.

Вследствие того что барическое поле обладает относительной инерцией, точность карт приземного атмосферного давления для большего числа расчетов можно считать удовлетворительной. Температурное поле воздуха над акваторией моря более изменчиво и зависит от ряда условий: скорости и на-

правления ветра, температуры подстилающей поверхности, устойчивости атмосферы.

Таким образом, при разработке способа задания приземного давления в узлы расчетной сетки можно использовать в качестве исходной информации построенные карты, а для разработки способа задания температуры воздуха следует пользоваться только данными наблюдений на береговых и островных гидрометеорологических станциях.

Обычно исходные значения приземного атмосферного давления рассчитываются в узлах расчетной сетки путем интерполяции между значениями, выбранными в узлы более крупной сетки с карт распределения приземного атмосферного давления. Подобный способ применен при испытании модели [52]. Как показывает опыт, при выборке в узлы достаточно редкой сетки, допустим 300-километровой, теряется значительная часть информации, и тем большая, чем меньше осреднена исходная карта. К примеру, при выборке со средних суточных карт может быть не отмечен выход глубоких циклонов, учет которых особенно необходим при краткосрочных расчетах, поле окажется сильно сглаженным. Применение частой сетки приводит к значительному увеличению исходной информации. Так, в предлагаемой сетке размером  $26 \times 37$  узлов, покрывающей Охотское море с шагом 55 км, количество значений с одной карты в узлах сетки с шагом 110 км равно 234 и соответствует 2340 значениям за одну декаду. Если использовать средние декадные значения, то при моделировании за ряд лет количество исходной информации окажется огромным, но в любом случае существует возможность потери значимой ее части.

Одной из особенностей расчета гидрологических элементов является преемственность процессов, происходящих в последовательные промежутки времени. Поэтому, если использовать средние декадные значения атмосферного давления при суточных расчетах, преемственность при переходе от одной декады к другой может теряться. Нарушаются естественные инерционные связи, что приводит к неоправданно резким изменениям в ледовой ситуации.

Эти проблемы можно разрешить следующим образом. В работе [12] был предложен способ пространственной интерполяции метеозлементов путем аппроксимации исходного поля степенными полиномами вида

$$P(\varphi, \lambda) = \sum_{\substack{n=k \\ m=k \\ m=0 \\ n=0}}^{n=k} a_{m,n} \varphi^m \lambda^n, \quad (9.42)$$

где  $\varphi, \lambda$  — координаты точек;  $a_{m,n}$  — коэффициенты степенного полинома;  $m, n$  — степень полинома.

Исходное поле метеозлементов аппроксимировалось данными наблюдений береговых гидрометеорологических станций. Количество станций должно быть не менее 9. Использование большого количества станций приводит к изменению самой исходной информации.

Учитывая размеры Охотского моря и значительные отличия синоптической обстановки над морем, выборку данных по приземному атмосферному давлению целесообразно производить не на береговых и островных пунктах, а непосредственно над аква-

торией моря в точках, наиболее характеризующих конкретную барическую ситуацию. Это позволяет с большей точностью аппроксимировать исходное поле в узлы расчетной сетки. В отличие от применяемого в [12] полинома 2-й степени, в данном случае использовался способ, позволяющий варьировать степень полинома в зависимости от количества данных в исходной выборке.

Как показали выполненные расчеты, для характеристики барического поля над Охотским морем вполне достаточно 30—60 исходных значений, что позволяет использовать полиномы 3—5-й степеней.

Проблема преемственности легко разрушается путем использования интерполяции во времени в предположении параболического характера изменений приземного атмосферного давления

$$x_t = A_3 + B_3 + C_3 t^2, \quad (9.43)$$

где  $x$  — среднее декадное значение;  $t$  — номер суток по порядку в декаде; коэффициенты  $A_3, B_3, C_3$  — вычисляются из системы уравнений

$$\begin{aligned} A_3 &= (3x_1 + 6x_2 - x_3)/8; \quad B_3 = (x_2 - x_1)/4; \\ C_3 &= (x_3 + x_1 - 2x_2)/32. \end{aligned} \quad (9.44)$$

При выборке исходной информации по температуре воздуха ранее обращалось внимание на то, что единственно достоверную информацию по ней сложно получить только из наблюдений на прибрежных и островных гидрометеорологических станциях. Охотское море выгодно отличается от других морей тем, что практически по всему периметру акватории моря существует густая сеть станций. Это позволяет, используя интерполяцию, получить средние суточные исходные данные по температуре воздуха во всех граничных узлах расчетной сеточной области.

Для расчета температуры воздуха непосредственно над поверхностью моря в зависимости от условий поставленной задачи можно использовать соотношения, полученные как теоретическим путем, так и на основе данных наблюдений способом построения уравнений регрессии. Построение последних обычным способом требует длительных рядов наблюдений на обширной территории, что практически невыполнимо для всей акватории моря.

Известно, что основной причиной изменения температуры воздуха является трансформация воздушных масс под воздействием подстилающей поверхности, притоков тепла, начального распределения температуры воздуха, турбулентного обмена и ряда других факторов.

К настоящему времени проблема трансформации температуры воздуха достаточно хорошо разработана [2, 4, 5, 11, 28].

В наиболее общей постановке задача решена М. Е. Берляндом в работе [4], где он дал теоретическую разработку нестационарной трансформации движущейся воздушной массы.

Перспективным методом получения температуры воздуха над морем в настоящее время можно считать метод численных моделей [2], использующих расчет температуры воздуха на основе теоретических формул, упрощенных соответственно конкретной задаче. Причем в численных моделях при расчете изменений температурных и термодинами-

ческих условий в море в течение длительного промежутка времени необходимо знание не „мгновенных“ значений температуры воздуха, а осредненных за определенный промежуток времени. Это позволяет использовать решение задачи о стационарной термической трансформации воздушных масс, полагая в первом приближении температуру подстилающей поверхности известной.

Принимая во внимание вышеизложенное, можно использовать формулу из работы [5], анализ которой показывает, что последним членом можно пренебречь ввиду его малости. Формула имеет вид

$$T_a^i = T_w^{i+1} + \alpha x + M(T_a^{i-1} - T_w^{i-1})r(A\sqrt{x/V}) - (M\alpha V/A^2) [r(A\sqrt{x/V}) + (2A/\sqrt{\pi}) \sqrt{x/V} - 1], \quad (9.45)$$

где  $T_a^i$  — температура трансформированной воздушной массы, °C;  $T_a^{i+1}$  и  $T_w^{i+1}$  — начальные значения температуры соответственно воздуха и воды, °C;  $\alpha$  — градиент температуры воды;  $x$  — расстояние, км;  $V$  — скорость движения воздушной массы, м/с.

$$M = \ln(y/x)/\ln(K_z/\kappa_0); A = k/[\sqrt{k_2} \ln(k_2/\kappa_0)];$$

$$y = \kappa_0 + k_1 z, \quad (9.46)$$

где  $y$  — коэффициент турбулентности на уровне  $z$ ;  $k_1$  — некоторый коэффициент, имеющий размерность скорости, м/с;  $\kappa_0$  — молекулярный коэффициент турбулентности;  $K_z$  — коэффициент турбулентности на уровне  $h$ ;  $k_2 = \kappa_0 + k_1 h$ ;  $k_1 = 20$  м/с;  $h = 5000$  см;  $z = 200$  см.

При получении этой формулы использовался интеграл вероятности

$$r(A\sqrt{x/V}) = t^{2x} \operatorname{erfc}(A\sqrt{x/V}),$$

который при численных расчетах имеет вид

$$\operatorname{erfc}(Q) = 1 - \operatorname{erf}(Q) = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^Q t^2 dt =$$

$$= 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \left( Q - \frac{Q^3}{3} + \frac{1}{2!} \cdot \frac{Q^5}{5} - \frac{1}{3!} \cdot \frac{Q^7}{7} + \dots \right). \quad (9.47)$$

Если расчет температуры воздуха производится вдоль траектории перемещения воздушных масс, начиная с граничного узла от точки к точке, расстояние между которыми одинаково по времени пробега воздушных масс, то исходную формулу можно преобразовать:

$$T_a^i = T_w^i + M(T_a - T_w)^{i-1} r(A\sqrt{t}) - \frac{M(T_w^i - T_w^{i-1})}{A^2 T} \left[ r(A\sqrt{t}) + \frac{2A}{\sqrt{\pi}} \sqrt{t} - 1 \right], \quad (9.48)$$

где  $T_a^i$  и  $T_w^{i+1}$  — температура воздуха соответственно в расчетной и предыдущей траекториях движения к расчетной точке;  $T_w$  — температура подстилающей поверхности;  $t$  — время пробега воздушной массой расстояния  $x$  со скоростью  $V$ .

#### Схема расчета и некоторые особенности алгоритма

Обычно [10, 52] исследуемый район аппроксимируется прямоугольной расчетной сеткой, на которой производится численное решение заданной системы уравнений.

В связи с этим встает вопрос о разрешающей способности сетки, которая зависит как от пространственной изменчивости исследуемого явления, так и от возможностей ЭВМ (быстродействия, объема памяти). В зависимости от района исследования генеральное распределение изохрон дат ледообразования и толщины различных возрастных зон ледяного покрова можно с достаточной точностью описать в узлах регулярной сетки с шагом 25—100 км.

Известно, что средние месячные и средние декадные скорости дрейфа льда в море имеют характерное значение 5—10 км/сут. Поэтому при расчетах целесообразным является выбор шага по времени порядка одних или нескольких суток. При этом должно выполняться неравенство

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} \geq V_{др}. \quad (9.49)$$

При разработке способов задания исходной информации для численных моделей по арктическим морям используют сетки с отличными друг от друга шагами. Так, в модели [51, 52] использованы сетки с шагом 75, 150 и 300 км для задания соответствующей информации: характеристик льда, гидрологических и метеорологических данных. Использование таких сеток определялось следующими причинами: отсутствием информации по гидрологии, достаточной однородностью синоптических процессов, возможностями ЭВМ.

Анализ пространственного изменения гидрологических элементов и синоптической обстановки над Охотским морем показал, что использование отмеченных сеток не отвечает настоящим условиям. Поэтому было решено уменьшить шаг сетки для гидрологической информации, а для метеорологической информации разработать другой способ задания, обладающий большей точностью и занимающий меньше памяти. С этой целью были опробованы несколько вариантов расчетных сеток. Расчетная сетка должна удовлетворять следующим требованиям: точность выборки по ней должна отвечать изменчивости исходных гидрологических полей, граничные узлы должны наиболее полно совпадать с береговой линией, а на акватории — как можно полнее описывать гидрологические особенности моря и учитывать морфометрию дна. Устройство сетки должно быть достаточно простым для того, чтобы можно было четко определить координаты любого узла и связать его с координатами любой географической сетки.

В работе применена расчетная сетка, которая была разработана на основе [43] и использовалась для расчета течений. Это равномерная сетка с шагом 55 км. Центральная вертикальная ось проходит по меридиану 180° в. Всего узлов по вертикали — 37, по горизонтали — 26. Количество узлов, приходящихся непосредственно на акваторию моря, равно 526.

Для численной реализации задачи была составлена программа для ЭВМ серии ЕС на языке „Фор-

тран", которая имеет блоковую структуру, что позволяет по мере уточнения представления о физических процессах, происходящих в атмосфере, гидросфере или ледяном покрове, заменить отдельные блоки, а также добавлять новые без существенных изменений в остальных частях программы. Блоки оформлены в виде самостоятельных программ. На рис. 9.20 представлена общая блок-схема.

Рассмотрим основные блоки общей программы в той последовательности, в какой они реализованы на ЭВМ. Программа № 1 является головной, в ней осуществляется ввод и подготовка к дальнейшему счету всей исходной информации, а также передача управления к различным подпрограммам. Путем карточного ввода командные указания позволяют вводить ту или иную информацию посредством использования системы носителя в виде магнитной ленты или диска, а также с карточного ввода.

В соответствии с указаниями в оперативную память вводится исходная информация: данные о температуре и солености на стандартных горизонтах в узлах сетки, поле толщины льда, поле составляющих скоростей постоянных течений. Затем вводятся координаты береговых станций, в которых выбираются данные по температуре воздуха на каждые три декады. Вводятся координаты и данные по давлению и солнечной радиации тоже для первых трех декад. В соответствии с управляющими командами может быть внесена информация, изменяющая исходные данные, корректирующая их. Кроме этого, вводятся дополнительная информация: размеры исследуемого района, значения выбранных шагов по времени и пространству, признаки суши, берегов, выбранных расчетных точек, глубин, направление береговой линии, а также физические константы, используемые в программе.

Далее по заданной толщине слоя волнового перемешивания определяются средние температура и соленость этого слоя. По исходным полям суммарной солнечной радиации и давления воздуха с помощью соответствующей программы рассчитываются их значения на первые сутки 2-й декады.

Учитывая значения атмосферного давления, солнечной радиации, температуры воздуха и их координаты, по соответствующей программе рассчитываются коэффициенты степенных полиномов, с помощью которых исходные данные могут быть интерполированы в любую точку области, в том числе в расчетный узел сетки. После этого для каждого узла сеточной области рассчитывается температура воздуха, соответствующая перемещению воздушных масс. Расчет траектории производится по данным атмосферного давления в специальной программе. В каждом узле данной

области рассчитывается скорость ветра и соответствующая ей скорость ветрового течения или дрейфа льда, которая суммируется со скоростью постоянных течений. После расчета адвективных составляющих изменения температуры, солености, характеристик льда, которые осуществляются также в соответствии с программой, управление передается в подпрограмму, отвечающую за расчет термических изменений водно-ледяной поверхности. В ней производятся основные расчеты температуры и солености гомогенного слоя, его глубины, толщины льда, элементов теплового взаимодействия с атмосферой и нижележащими слоями, изменения температуры и солености ниже слоя конвекции.

Получив таким способом термодинамические изменения в поверхностном слое моря и ледяном покрове, управление передается в головную программу, с тем чтобы повторился цикл расчетов на следующие сутки до конца декады. В головной программе предусмотрен ввод коррекции всех рассчитанных значений, в случае необходимости — их уточнение в ходе расчета, а также вывод на печать любых промежуточных значений всех рассчитываемых величин на любую дату. По окончании декадного счета на печать выводятся средние декадные значения, которые получаются простым суммированием.

Для расчета на следующую декаду вводится информация по 4-й декаде, и цикл вновь повторяется. К примеру, если была введена информация за сентябрь (1-я, 2-я и 3-я декады), то расчет будет проходить с 11 по 20 сентября, после чего необходимо ввести информацию за 1-ю декаду октября, и счет будет продолжен с 21 по 30 сентября и т. д.

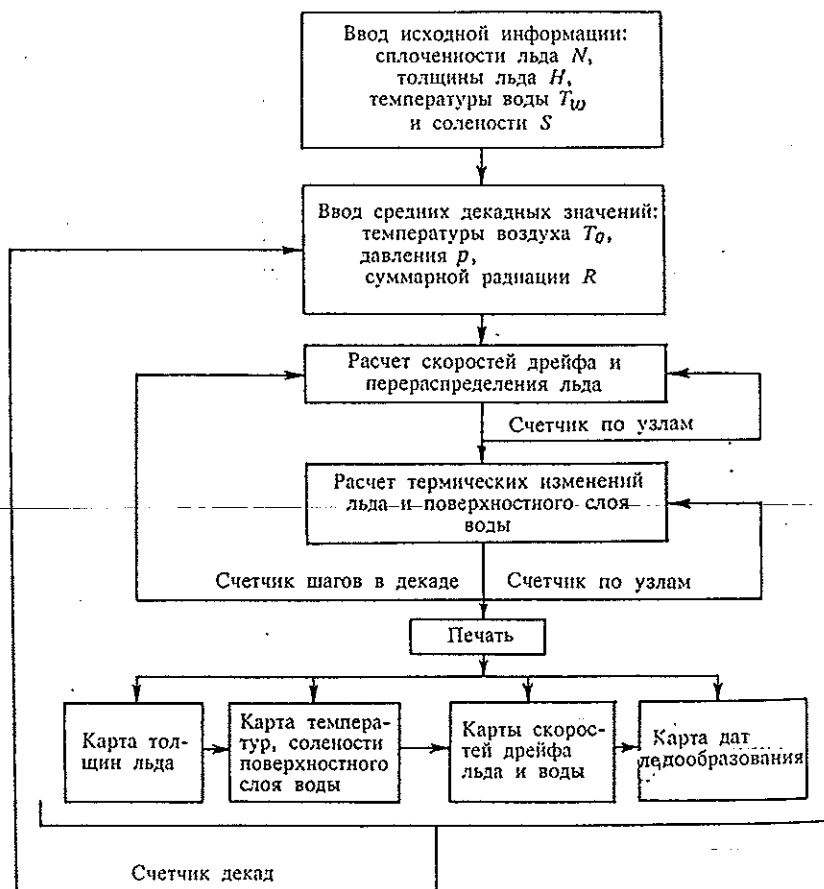


Рис. 9.20. Блок-схема гидродинамического расчета параметров льда.

Время счета одного внутреннего цикла с учетом трансформации температуры воздуха составляет около 3 мин. Для расчета одной декады затрачивается около 30 мин. Без учета трансформации для расчета одной декады затраченное время равно 7—8 мин на ЕС-1022. Максимальный размер сеточной области — 26—37 узлов.

#### Основные результаты численного моделирования

В качестве исходной информации при численных экспериментах использовались: средние многолетние значения, данные за конкретные годы, а также информация, соответствующая тем или иным характерным ситуациям. Так, гидрометеорологические данные по температуре и солености выбирались в узлы равномерной сетки с шагом 50 км из атласов их среднего многолетнего распределения за август, сентябрь и октябрь. Для моделирования гидрологических ситуаций значения температуры на горизонтах 25, 50 и 100 м изменялись на 1 °С, что позволило „размыть” холодный промежуточный слой приблизительно с характером теплого по гидрологическим условиям года. По температуре воздуха брались данные из наблюдений прибрежных гидрометеорологических станций и постов в виде средних декадных значений за период с 1960 по 1983 г., а также данные, соответствующие реальным наблюдениям за ряд лет. По атмосферному давлению выбирались данные в характерных точках из средних многолетних карт по наблюдениям за ряд лет, а также данные, соответствующие характерным условиям суровых и мягких зим. Данные по солнечной радиации задавались средними многолетними, выбранными из атласов в узлы крупной сетки. Подбор матрицы постоянных течений осуществлялся в основном по схеме, полученной В. А. Лучиным в 1983 г. Подбор всех свободных параметров модели осуществлялся на основе средних многолетних данных и рекомендаций при расчетах характеристик льда на арктических морях.

При численных расчетах на печать выводились в основном даты ледообразования, толщина льда, глубина конвективного перемешивания, температура и соленость воды, температура воздуха, суммарный теплообмен. Вся информация выводилась в виде карт на конкретную дату, на конец декады и в виде средних декадных значений, полученных путем суммирования в течение декады.

Значительную роль в формировании гидрологической структуры и ледяного покрова в осенне-зимний период играет конвекция. Проведенные экспериментальные расчеты позволили выявить основной характер конвекции в различных районах моря и причины ее изменчивости. В целом глубина конвекции определяется глубиной залегания холодного промежуточного слоя (ХПС). Отмечается, что только в районах п-овов Кони и Пьягина, о. Ионы, вдоль Курильской гряды глубина конвекции достигает максимальных значений при положительной или близкой к нулю температуре. В остальной части моря увеличение глубины конвекции связано с осолонением вод при ледообразовании и увеличении приливного перемешивания в результате резкого ослабления скачка плотности на верхней границе ХПС.

Полученные результаты [29] позволяют судить о характере теплообмена, об основных зонах поступ-

ления тепла к поверхности, а также об областях возможного интенсивного ледообразования. К первым относится вся южная, юго-восточная части моря, особенно районы, примыкающие к южным и северным Курильским проливам, районы юго-восточнее о. Ионы, п-овов Кони и Пьягина. К районам интенсивного ледообразования относится северо-западная часть моря, особенно ее центр, где глубина конвекции минимальная. Однако величина глубины залегания ХПС не всегда определяется интенсивностью ледообразования. Так, вдоль северных берегов моря она незначительная, однако за счет адвекции тепла в поверхностном слое создаются условия для позднего ледообразования. Обратная картина наблюдается северо-восточнее Шантарских островов, где раннее появление льда обусловлено его дрейфом из северных районов.

На основе численного моделирования в работе исследованы основные особенности ледообразования на акватории моря. Численные эксперименты проводились с целью выяснения влияния на ледяной покров различных факторов: температуры воздуха, атмосферного давления, исходной гидрологической информации. Для анализа полученных результатов использовались карты вероятности встречи со льдом, построенные Л. П. Якуниным. Отладка модели и подбор всех свободных параметров осуществлялись на основе средних многолетних данных.

В отличие от всех предыдущих работ, в том числе по программе ААНИИ, удалось в основном воспроизвести наиболее характерные особенности ледяного покрова. Естественно, нельзя ожидать точного совпадения расчетных кромок со средними многолетними в столь сложном по гидрологическим условиям море, но их пространственное положение, воспроизведение имеющихся особенностей, а также расположение большинства изохрон за нулевой изолинией вероятности встречи со льдом является подтверждением того, что предлагаемый метод расчета достаточно эффективен.

Анализ полученных кромок льда и гидрологической структуры в осенне-зимний период позволяет сделать некоторые выводы о факторах, формирующих ледяной покров.

Экспериментальные расчеты, проведенные за ряд лет с различными по суровости зимами, а также расчеты по средним многолетним данным показали, что ни в одном случае не смоделировались условия мягкой по ледовитости зимы. Во всех случаях кромки льда в той или иной мере совпадали со средними многолетними кромками или соответствовали более суровой зиме. Этот факт говорит о том, что вводимые в расчеты средние многолетние поля по температуре и солености соответствуют зимам с максимальным развитием ледовитости. При этом условия мягкой зимы легко моделируются изменением температуры воды на горизонтах 25, 50 и 100 м. В этом случае при любых условиях задания внешних параметров расчетные изохроны льда соответствуют кромкам льда в малоледовитые зимы. Все это подтверждает то большое влияние, которое оказывает на ледяной покров гидрологическая структура вод периода, предшествующего ледообразованию. В более поздние сроки на ледяной покров существенное влияние оказывает барическая обстановка. Так, в малоледовитые зимы атмосферные потоки обуславливают дрейф льда вдоль о. Сахалин на

юг. В суровые зимы дрейф льда происходит в юго-восточном направлении, заполняя льдом центральную часть моря.

Влияние температуры воздуха на ледяной покров в основном сказывается только на сроках замерзания моря, а характерные особенности ледяного покрова воспроизводятся без изменения. Все это подтверждает решающее влияние гидрологической структуры на характер ледообразования.

При анализе карт распределения кромки льда обращает на себя внимание образование характерных изгибов в виде каналов, свободных ото льда. Их образование связано как с горизонтальной адвекцией тепла в море, так и с вертикальным турбулентным перемешиванием в его соответствующих районах. Существующие схемы течений не полностью соответствуют этим особенностям, что показали численные эксперименты. Окончательные результаты расчетов были получены с учетом анализа гидрологической структуры вод деятельного слоя. При этом моделируются следующие особенности ледяного покрова. Первоначально лед образуется в северных и северо-восточных районах моря. С появлением льда в прибрежной зоне северо-западной части моря лед появляется и в центре этой области. Интенсивное распространение льда северо-западнее о. Ионы позволяет предположить возможность его локального образования здесь. В дальнейшем вдоль северных берегов моря, в направлении о. Ионы и в направлении к центру Пенжинской губы хорошо проявляются свободные ото льда каналы. С развитием ледяного покрова прослеживается только „восточный канал“, который к середине зимы заполняется льдом. Для условий малоледовитых зим такие каналы сохраняются до начала таяния.

Дрейф льда в Охотском море вызывается различными причинами. Основной причиной генерального дрейфа является ветер. При этом скорость дрейфа не превышает в среднем 0,5 км/ч. В случае выхода на акваторию моря глубоких циклонов смещение кромки может быть значительным.

Численные эксперименты, проведенные с учетом дрейфа и без него, показали, что дрейф может оказывать значительное влияние на характеристики льда, особенно в районах отнесения льда от берегов: район Аяно-Охотского побережья, западной Камчатки и восточного берега о. Сахалин. Значительное влияние на ледяной покров оказывает дрейф льда в южных районах и в горле зал. Шелихова, где он зачастую существует исключительно за счет дрейфа. В центральных районах смещение ледяного покрова в юго-восточном направлении при соответствующей барической обстановке обуславливает суровые по ледовитости условия.

В северо-восточной части моря в период формирования крупных ледяных массивов большую роль играет торошение льда, вызываемое различными факторами и в первую очередь приливными явлениями. Вследствие того что в модели торошение льда учитывается лишь косвенно, рассчитываемый дрейф льда мог не отражать его региональных особенностей.

Конечным результатом расчета, отражающим все влияющие на лед факторы и особенности рассматриваемого периода, является толщина льда, особенности распределения которой были отмечены ранее.

#### Рекомендации по численному расчету толщины и дрейфа льда в Охотском море

Модель расчета, взятая в качестве базовой, успешно использовалась для расчета льда в арктических морях. Численное моделирование для Охотского моря в целом дало неплохие результаты, что позволяет рекомендовать данный метод в качестве рабочего для расчета некоторых гидрометеорологических параметров, в том числе толщины и дрейфа льда. При этом необходимо помнить, что точность расчета зависит от точности задания и представления информации. Разработанные способы выборки и расчета метеорологических данных дают возможность в определенной мере повысить качество представления этих данных. Наибольшая же трудность возникает при учете гидрологической информации. Отсутствие ежегодной хронологической информации, а также достаточно репрезентативных съемок полей гидрологических элементов заставляет использовать в качестве исходных данных их средние многолетние распределения. Однако как показали проведенные исследования, средние многолетние распределения температуры и солёности воды несколько искажают картину, что приводит к результатам, свойственным суровым по гидрологическим условиям осенне-зимним периодам. Рассчитанный по этим данным ХПС распространяется практически по всей акватории моря, а интенсивность его развития максимальна. В северной половине моря холодный слой является придонным, а в западной части глубина его залегания превышает 200 м.

Несмотря на сложность протекающих в море процессов, гидрологическая структура деятельного слоя, по всей вероятности, не имеет бесконечного множества типов и поэтому можно ограничиться определенным набором характерных аномалий. К примеру, в умеренные по гидрологическим условиям осенне-зимние периоды намечается разделение ХПС на ряд отдельных областей с различной интенсивностью, а в теплые — наличие обособленных пятен холодной воды, оставшихся в районах активного его развития.

Основное влияние на трансформацию холодного слоя оказывают адвективные потоки тепла. Поэтому, выявив границы его распределения, можно, вероятно, разработать схему адвективных потоков, направление которых в целом сохраняется и в период ледообразования.

Таким образом, для получения более точных результатов расчета характеристик льда необходимо либо разработать такую схему площадной съемки моря, которая позволила бы в короткий срок представить исходную гидрологическую структуру деятельного слоя, либо на основе физико-статистических связей провести исследование зависимости этого слоя от известных гидрометеорологических параметров предшествующего периода. Полученную таким способом информацию можно использовать либо непосредственно в виде исходной, либо в качестве корректировки исходного поля. Для этого в программе расчета предусмотрен блок коррекции исходной информации.

При наличии исходной информации расчет производится в соответствии с предложенной в работе схемой и не представляет особых затруднений. Расчет следует производить с сентября (месяц наиболь-

шего теплонакопления вод) с последующей коррек- тировкой по вновь полученным сведениям.

В зависимости от поставленной задачи на печать можно вывести ту или иную информацию на конкретную дату или осредненную за любой промежуток времени. Информация выводится на печать в виде карт распределения рассчитываемого элемента.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абраменко С. Е., Поломошнов А. М., Трусов П. А. Исследование физико-механических свойств льда в натуральных условиях // *Тр. ДВНИИ*. — 1987. — Вып. 36. — С. 52—56.
2. Анпель И. Л. Расчет температуры воздуха в численных моделях перераспределения льда // *Проблемы Арктики и Антарктики*. — 1976. — Вып. 48. — С. 23—27.
3. Арикайнен А. И. Прогноз весенних ледовых явлений в Анадырском заливе // *Тр. ААНИИ*. — 1977. — Т. 346. — С. 68—76.
4. Берлянд М. Е. Предсказание и регулирование теплового режима приземного слоя атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1956. — 435 с.
5. Берлянд М. Е., Ким Зин Мун. К теории трансформации воздушных масс над морем // *Тр. ГГО*. — 1960. — Вып. 95. — С. 138—144.
6. Вирюлин Г. М. К вопросу о прогнозировании ледовитости Охотского и Берингова морей // *Тр. ДВНИИ*. — 1970. — Вып. 30. — С. 89—93.
7. Бородачев В. Е., Спичкин В. А. Специфические особенности дисперсий в ограниченных совокупностях дискретных величин // *Проблемы Арктики и Антарктики*. — 1985. — Вып. 60. — С. 94—97.
8. Гирс А. А. Сущность основных форм атмосферной циркуляции и их роль в изменении гидрологических и ледовых явлений в Арктике // *Тр. ААНИИ*. — 1952. — Т. 52. — С. 117—128.
9. Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Вероятностные метеорологические прогнозы. — Л.: Гидрометеоздат, 1983. — 270 с.
10. Гудкович З. М., Романов М. А. Метод расчета распределения мощности льдов в Арктических морях в зимний период // *Тр. ААНИИ*. — 1970. — Т. 292. — С. 4—48.
11. Доронин Ю. П. Трансформация воздушной массы, движущейся над ледяным покровом // *Проблемы Арктики и Антарктики*. — 1959. — Вып. 9. — С. 45—63.
12. Доронин Ю. П. Тепловое воздействие атмосферы и гидросферы в Арктике. — Л.: Гидрометеоздат, 1969. — 198 с.
13. Зельдович Я. Б., Мышкис А. Д. Элементы прикладной математики. — М.: Наука, 1965. — 616 с.
14. Каган Б. А. Трехмерная модель приливного потока в море, покрытом льдом // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. — 1967. — Т. 3, № 5. — С. 526—537.
15. Кан С. И. Прогноз и расчет ледовых характеристик в Охотском море // *Тр. ЦИП*. — 1966. — Вып. 56. — С. 105—121.
16. Каракаш А. И. Ледовые прогнозы на неарктических морях СССР // *Тр. Гидрометцентра СССР*. — 1969. — Вып. 51. — С. 101—119.
17. Каракаш А. И. Прогноз крупных аномалий ледовитости неарктических морей // *Тр. Гидрометцентра СССР*. — 1975. — Вып. 161. — С. 69—97.
18. Каракаш А. И. Предвычисление сезонного хода ледовитости Охотского моря // *Тр. Гидрометцентра СССР*. — 1983. — Вып. 255. — С. 77—84.
19. Климов С. М., Климова Г. Г. Применение метода Шустера для расчета максимальной ледовитости Охотского моря // *Тр. ДВНИИ*. — 1978. — Вып. 71. — С. 157—161.
20. Крындин А. Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда на дальневосточных морях в связи с особенностями атмосферной циркуляции // *Тр. ГОИН*. — 1964. — Вып. 71. — С. 5—83.
21. Крындин А. Н. Роль температурного поля океана в формировании аномалий атмосферных циркуляций и аномалий в суровости зим на морях (на примере северо-западной части Тихого океана) // *Тр. НИИАК*. — 1966. — Вып. 36. — С. 24—48.
22. Кудрявая К. И. Основные положения методики долгосрочных ледовых прогнозов для Охотского моря // *Тр. НИУ ГУГМС*. — 1946. — Вып. 12. — С. 37—51.
23. Лавров В. В. Классификация морского льда по прочности // *Тр. ААНИИ*. — 1976. — Т. 331. — С. 100—103.
24. Максимов И. В., Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. Космогеофизический фон макропроцессов в океане и атмосфере и сверхдолгосрочный прогноз // *Климатология и сверхдолгосрочный прогноз*. — Л., 1977. — С. 18—25.
25. Марчук Г. И. Методы вычислительной математики. — М.: Наука, 1977. — 452 с.
26. Назинцев Ю. Л., Романов А. А. Соленость антарктического морского льда и некоторые статистические характеристики ее распределения // *Тр. Советской антарктической экспедиции*. — 1987. — № 82. — С. 124—132.
27. Николаев Ю. В. К теории трансформации воздушных масс над морем // *Проблемы Арктики и Антарктики*. — 1965. — Вып. 13. — С. 35—44.
28. Номенклатура морских льдов. Условные обозначения для ледовых карт. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 76 с.
29. Петров А. Г. Численное моделирование осенне-зимних гидрологических процессов на Охотском море // *Тез. докл. Всесоюз. совещ. „Ледовые прогнозы и расчеты“*. — Л., 1984. — С. 9.
30. Плотников В. В. Некоторые возможности для упрощения адаптивных алгоритмов в прогностических схемах // *Метеорология и гидрология*. — 1980. — № 8. — С. 98—102.
31. Плотников В. В. Прогноз полей ледовых элементов в Охотском море физико-статистическим методом // *Тр. ДВНИИ*. — 1982. — Вып. 96. — С. 77—86.
32. Плотников В. В. Оценка успешности прогностических рекомендаций и их временная изменчивость при прогнозах полей ледовых элементов в Охотском море // *Тез. докл. IV Всесоюз. конф. „Мировой океан“*. — Владивосток, 1983. — С. 155—157.
33. Плотников В. В. Об одном методе вероятностного прогноза смещения кромки льда в Беринговом море // *Метеорология и гидрология*. — 1984. — № 2. — С. 62—68.
34. 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.
35. Плотников В. В., Якунин Л. П. Опыт разработки физико-статистической схемы прогноза площади зоны тяжелого льда в Охотском море // *Тр. ДВНИИ*. — 1980. — Вып. 86. — С. 127—132.
36. Плотников В. В., Якунин Л. П. Применение физико-статистической модели для прогноза ледовитости Охотского моря // *Тр. ДВНИИ*. — 1980. — Вып. 87. — С. 79—85.
37. Плотников В. В. Использование алгоритмов многоцелевой оптимизации при решении задач гидрометеорологических (ледовых) прогнозов // *Метеорология и гидрология*. — 1983. — № 8. — С. 57—66.
38. Плотников В. В., Лучин В. А. Некоторые особенности влияния температуры воды на ледовые условия в Охотском море // *Тез. докл. Всесоюз. совещ. „Ледовые прогнозы и расчеты“*. — Л., 1984. — С. 41.
39. Плотников В. В. Состояние и перспектива развития методов ледовых прогнозов на морях Дальнего Востока // *Метеорология и гидрология*. — 1985. — № 10. — С. 114—118.
40. Плотников В. В., Фирсов П. Б. Прогноз смещения кромки льда в северной части Охотского моря физико-статистическим методом // *Тр. ДВНИИ*. — 1981. — Вып. 83. — С. 10—14.
41. Покрашенко С. А., Трусов П. А., Якунин Л. П. Исследование дрейфа льда на шельфе о. Сахалин с помощью методов радиолокации // *Тр. ДВНИИ*. — 1987. — Вып. 36. — С. 49—52.
42. Поломошнов А. М., Якунин Л. П. Формирование стамух в условиях шельфа Северного Сахалина // *Тр. ДВНИИ*. — 1989. — Вып. 39. — С. 35—39.
43. Полукаров Г. В. Интегрирование уравнений приливов // *Тр. ГОИН*. — 1960. — Вып. 8. — С. 57—89.
44. Руководство по изучению физико-механических свойств льда / Под ред. Г. Н. Яковлева. — Л.: Отпеч. на мпж. аппарате ААНИИ, 1971. — 45 с.
45. Савельев Б. А. Руководство по изучению свойств льда. — М.: Изд. МГУ, 1963. — 198 с.
46. Самойлова В. С. О состоянии оперативно-методических работ по прогнозу ледовитости Охотского моря // *Тез. докл. Всесоюз. совещ. „Ледовые прогнозы и расчеты“*. — Л., 1984. — С. 21—22.
47. Скоков Г. М. Прочность льда в прибрежной зоне моря // *Тр. ДВНИИ*. — Вып. 125. — 1986. — С. 84—91.
48. Трусов П. А. Учет ледовых условий при проектировании обустройства морских нефтегазовых месторождений. Гид-

ротехнические сооружения // Межвузовский сб. науч. трудов. ДВПИ. — Владивосток, 1987. — С. 89—93.

49. Трусков П. А., Абраменко С. Е. Физико-механические свойства льда типа Б // Краткие тез. докл. IV конф. молодых ученых ДВНИИ. — Владивосток, 1984. — С. 22—24.

50. Трусков П. А., Поломошнов А. М., Белецкий С. П. Изменчивость физико-механических свойств дрейфующих и припайных льдов // Тр. ДВНИИ. — 1989. — Вып. 40. — С. 92—101.

51. Фролов И. Е. Численная модель осенне-зимних ледовых явлений // Тр. ААНИИ. — 1981. — Т. 372. — С. 72—81.

52. Фролов И. Е., Петров А. Г. Численная модель осенне-зимних явлений // Тр. ДВНИИ. — 1980. — Вып. 91. — С. 3—12.

53. Черепанов Н. В. Классификация льдов придонных водоемов // Тр. ААНИИ. — 1976. — Т. 331. — С. 77—99.

54. Черепанов Н. В. Методы определения среднего размера зерен льда в плоских срезах // Тр. ААНИИ. — 1976. — Т. 331. — С. 179—184.

55. Якунин Л. П. К вопросу о колебаниях ледовитости дальневосточных морей в зависимости от цикличности солнечной активности // Зап. ПФГО СССР. — 1966. — Т. 25. — С. 88—93.

56. Якунин Л. П. Ледовые исследования на дальневосточных морях // Тр. ДВНИИ. — 1979. — Вып. 77. — С. 102—107.

57. Akagawa M. Characteristics of oceanographic conditions in the Okhotsk Sea and meteorological conditions over the Far East in november // The Oceanogr. Mag. — 1977. — Vol. 28, N 1—2. — P. 140—165.

58. Akagawa M. Relations between Oceanographic Conditions and Sea Ice in the Okhotsk Sea // Rep. Special Studies on Sea Ice Disaster by the Science and Technology Agency. — 1967. — N 69. — P. 159—174.

59. Sasaki H., Nomura T., Ozki A. Experimental study of the testing methods of strength and mechanical properties for sea ice "Proceedings". Pt. 1 // Symposium on ice problems. — 1978. — N 7—9. — P. 135—149.

60. Standardized testing methods for measuring mechanical properties of ice // Cold Regions Sci. Technology. — 1981. — N 4. — P. 245—253.

61. Tetsu. On the relations between the sea ice generation and the meteorological and marine phenomena in the Okhotsk Sea // J. Umi to sora. — 1976. — Vol. 51, N 3—4. — P. 48—70.

62. Walsh J. E. Empirical orthogonal functions and the statistical predictability of sea ice extent // JANS-AJSN Publ. — 1980. — N 124. — P. 198—231.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3	4. Гидрологический режим . . . . .	92
1. Физико-географический очерк . . . . .	6	4.1. Изученность вопроса . . . . .	—
1.1. Географическое положение и границы Охотского моря . . . . .	—	4.2. Использованный материал и методы его обработки . . . . .	94
1.2. Основные морфометрические характеристики . . . . .	9	4.3. Температура воды . . . . .	99
1.3. Берега Охотского моря . . . . .	10	4.3.1. Вертикальное распределение . . . . .	—
1.3.1. Побережье Курильских островов . . . . .	—	4.3.2. Короткопериодная изменчивость . . . . .	103
1.3.2. Хоккайдо-сахалинское побережье . . . . .	11	4.3.3. Внутригодовая изменчивость . . . . .	108
1.3.3. Побережье Шантарского региона . . . . .	12	4.3.4. Межгодовая изменчивость температуры воды в прибрежной зоне моря . . . . .	114
1.3.4. Северо-охотское побережье . . . . .	—	4.3.5. Пространственно-временное распределение . . . . .	116
1.3.5. Побережье западной Камчатки . . . . .	—	4.4. Соленость воды . . . . .	128
1.4. Рельеф дна и геоморфологическое районирование . . . . .	13	4.4.1. Вертикальное распределение . . . . .	—
1.5. Современное и позднечетвертичное накопление отложений и литодинамика . . . . .	19	4.4.2. Внутригодовая изменчивость . . . . .	131
1.6. Происхождение Охотского моря . . . . .	21	4.4.3. Межгодовая изменчивость солености в прибрежных районах моря . . . . .	135
1.7. Гидрометеорологические условия . . . . .	23	4.4.4. Пространственно-временное распределение . . . . .	136
Список литературы . . . . .	—	4.5. Плотность вод . . . . .	144
2. Метеорологический режим . . . . .	25	4.5.1. Вертикальное распределение . . . . .	148
2.1. Характеристика используемых материалов и методики исследования . . . . .	—	4.5.2. Внутригодовая изменчивость . . . . .	151
2.1.1. Краткая историческая справка . . . . .	—	4.5.3. Пространственно-временное распределение . . . . .	154
2.1.2. Режимные материалы . . . . .	26	4.6. Водные массы Охотского моря . . . . .	166
2.2. Основные черты атмосферной циркуляции над Дальним Востоком и ее особенности над Охотским морем в различные сезоны . . . . .	27	Список литературы . . . . .	174
2.2.1. Основные воздушные массы и атмосферные фронты . . . . .	28	5. Приливные явления . . . . .	176
2.2.2. Зимние синоптические процессы . . . . .	29	5.1. Историческая справка . . . . .	—
2.2.3. Весенние синоптические процессы . . . . .	31	5.2. Распространение приливных волн . . . . .	180
2.2.4. Летние синоптические процессы . . . . .	32	5.3. Характер и экстремальные величины приливов . . . . .	183
2.2.5. Осенние синоптические процессы . . . . .	33	5.4. Характер и экстремальные величины приливных течений. Сулои . . . . .	186
2.3. Атмосферное давление и ветер . . . . .	34	Список литературы . . . . .	187
2.3.1. Атмосферное давление . . . . .	—	3. Непериодические колебания уровня . . . . .	188
2.3.2. О связи полей давления и ветра . . . . .	37	6.1. Краткая история исследований и характеристика этих наблюдений за уровнем моря . . . . .	—
2.3.3. Ветровой режим . . . . .	38	6.2. Средний уровень моря . . . . .	189
2.4. Термический режим и характеристика условий обледенения судов . . . . .	44	6.2.1. Многолетние колебания . . . . .	—
2.4.1. Температура воздуха . . . . .	45	6.2.2. Годовой ход . . . . .	191
2.4.2. Характеристика условий обледенения судов . . . . .	49	6.3. Режимно-статистическая характеристика экстремальных уровней моря . . . . .	192
2.5. Режим увлажнения . . . . .	51	6.3.1. Экстремальные наблюдаемые уровни . . . . .	—
2.5.1. Парциальное давление водяного пара . . . . .	—	6.3.2. Максимальные уровни моря редкой повторяемости . . . . .	—
2.5.2. Относительная влажность воздуха . . . . .	—	6.4. Непериодические колебания уровня моря в синоптическом диапазоне частот . . . . .	196
2.5.3. Атмосферные осадки . . . . .	53	6.4.1. Общая характеристика синоптических колебаний уровня моря . . . . .	—
2.6. Облачность, видимость и туманы . . . . .	56	6.4.2. Связь неперидических колебаний уровня моря с вынуждающими силами . . . . .	199
2.6.1. Облачность . . . . .	—	6.5. Методы расчета и прогноза штормовых нагонов . . . . .	202
2.6.2. Метеорологическая дальность видимости . . . . .	58	6.5.1. Эмпирические методы . . . . .	—
2.6.3. Туманы . . . . .	60	6.5.2. Метод спектральной регрессии . . . . .	203
2.7. Статистические характеристики метеорологических элементов над южной частью Охотского моря . . . . .	63	6.5.3. Прогноз переливания морской воды через песчаные косы на юго-западном побережье п-ова Камчатка . . . . .	205
2.7.1. Атмосферное давление . . . . .	—	6.5.4. Численное гидродинамическое моделирование . . . . .	209
2.7.2. Скорость ветра . . . . .	65	6.6. Цунами . . . . .	223
2.7.3. Температура воздуха . . . . .	69	6.6.1. Физические аспекты зарождения и распространения цунами . . . . .	—
Список литературы . . . . .	75	6.6.2. Интенсивность цунами в Охотском море . . . . .	—
3. Тепловой баланс поверхности моря . . . . .	76	6.6.3. Исторические сведения о цунами в Охотском море . . . . .	225
3.1. Изученность вопроса . . . . .	—		
3.2. Используемые материалы и методы исследований . . . . .	—		
3.3. Пространственная структура и внутригодовые колебания . . . . .	77		
Список литературы . . . . .	91		

6.6.4. О гидродинамическом моделировании трансформации цунами . . . . .	227	8.4.4. Ветро-волновые характеристики при наиболее опасных тайфунах . . . . .	278
6.6.5. Вероятностные характеристики цунами . . . . .	—	8.4.5. Шторм редкой повторяемости . . . . .	281
Список литературы . . . . .	230	8.4.6. Опасное волнение в прибрежной зоне юго-западной части моря . . . . .	282
7. Непериодические течения . . . . .	233	8.5. Наблюдения за ветром и волнами на береговых станциях . . . . .	284
7.1. Изученность неперидических течений . . . . .	—	8.5.1. Наблюдения за волнами . . . . .	—
7.1.1. Изученность течений Охотского моря . . . . .	—	8.5.2. Наблюдения за ветром . . . . .	288
7.1.2. Изученность течений в проливах Курильской островной дуги . . . . .	238	Список литературы . . . . .	289
7.2. Используемые материалы и методы исследований . . . . .	239	9. Ледовые условия и методы их прогнозирования . . . . .	291
7.2.1. Материалы инструментальных измерений течений и методика их обработки . . . . .	—	9.1. Характеристика использованных материалов . . . . .	—
7.2.2. Диагностическая модель расчета течений . . . . .	240	9.2. Основные факторы, определяющие ледовый режим моря . . . . .	—
7.2.3. Расчетные области и исходные поля . . . . .	241	9.3. Режимные характеристики льда . . . . .	292
7.3. Циркуляция вод . . . . .	243	9.3.1. Продолжительность ледового периода . . . . .	—
7.3.1. Общая схема циркуляции вод . . . . .	—	9.3.2. Образование, развитие и разрушение ледяного покрова . . . . .	302
7.3.2. Пространственно-временные особенности неперидических течений . . . . .	245	9.3.3. Типизация зим по характеру ледовых условий . . . . .	—
7.3.3. Оценка достоверности полученных схем циркуляции вод . . . . .	248	9.3.4. Изменчивость ледовитости Охотского моря . . . . .	303
7.4. Непериодические течения в проливах и на шельфе островов Курильской гряды . . . . .	249	9.3.5. Естественные ледовые периоды . . . . .	305
7.4.1. Пространственно-временная изменчивость . . . . .	—	9.3.6. Сплоченность, возраст и формы льда . . . . .	—
7.4.2. Циркуляция вод . . . . .	251	9.3.7. Торосистость и заснеженность льда . . . . .	307
Список литературы . . . . .	255	9.3.8. Сжатие и разрежение льда . . . . .	308
8. Ветровое волнение . . . . .	257	9.3.9. Принай . . . . .	—
8.1. Краткие сведения об истории исследования . . . . .	—	9.3.10. Толщина льда . . . . .	—
8.2. Общая характеристика ветро-волнового режима Охотского моря . . . . .	258	9.3.11. Дрейф льда . . . . .	310
8.2.1. Характер атмосферной циркуляции . . . . .	259	9.3.12. Особенности зимних плаваний . . . . .	313
8.2.2. Штормовая активность в Охотском море . . . . .	260	9.3.13. Обледенение судов . . . . .	316
8.2.3. Длительность штормов и „окон погоды” в юго-западной части моря . . . . .	262	9.4. Физико-механические свойства льда . . . . .	318
8.3. Режимные и вероятностные характеристики волнения . . . . .	266	9.4.1. Лед открытых частей прибрежной зоны моря . . . . .	—
8.4. Штормы на Охотском море . . . . .	268	9.4.2. Лед распресненных заливов . . . . .	323
8.4.1. Типовые штормы . . . . .	269	9.5. Методы прогнозирования ледовых условий в Охотском море и перспективы их развития . . . . .	324
8.4.2. Межгодовая изменчивость ветро-волновых характеристик в связи с изменением ледовитости моря . . . . .	273	9.5.1. Физико-статистические методы прогноза элементов ледового режима . . . . .	—
8.4.3. Опасное и стихийное волнение . . . . .	276	9.5.2. Численное моделирование ледяного покрова . . . . .	331
		Список литературы . . . . .	339

Монографический справочник

ПРОЕКТ „МОРЯ“

Гидрометеорология и гидрохимия морей

Том IX

ОХОТСКОЕ МОРЕ

Выпуск 1. Гидрометеорологические условия

Редактор О. М. Федотова. Художественный редактор Л. А. Унрод.  
Технический редактор Н. Ф. Грачева.  
Корректоры О. В. Андреева и Г. Н. Римант.

ЛР № 020228 от 10.11.96 г.

Подписано в печать 10.02.98. Формат 60 × 90 1/8. Бумага офсетная. Печать офсетная. Печ. л. 43. Кр.-отт. 43,5. Уч.-изд. л. 49,04.  
Тираж 400 экз. Индекс ОЛ-70. Заказ № 85  
Гидрометеоиздат. 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38.

Отпечатано в ООО "Конгресс", 191040, Сп-б., Лиговский пр., д. 56.

