

**А. Д. Добровольский**  
**Б. С. Залогин**

# **Моря СССР**

**Москва**  
**1982**

Допущено Министерством высшего и среднего специального образования СССР в качестве учебного пособия для студентов вузов, обучающихся по специальности «Океанология»

Издательство Московского университета  
1982  
ДК 551.461+551.351+577.472

Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М., Изд-во МГУ, 1982 г. С ил., 192 с.

В учебнике рассматриваются наиболее существенные черты природы морей Аральского, Каспийского, Азовского, Черного, Балтийского, Белого, Баренцева, Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского, Берингова, Охотского и Японского. Главное внимание уделяется гидрометеорологическим процессам в этих морях.

Рецензенты: кафедра океанологии Одесского гидрометеорологического института; профессор А. И. Симонов

Алексей Дмитриевич Добровольский, Борис Семенович Залогин. МОРЯ СССР. Заведующая редакцией И. И. Щехура. Редактор С. А. Останина. Художник Р. Х. Абрамов. Художественный редактор Б. С. Вехтер. Технический редактор Г. Д. Колоскова. Корректоры М. И. Эльмус, В. П. Кададинская. Тематический план 1982 г. № 175. ИБ № 1367. Сдано в набор 23.06.81. Подписано к печати 03.08.81. Л-97203. Формат 60×90/16. Бумага тип. № 3. Гарнитура литературная. Высокая печать. Усл. печ. л. 12,0. Уч.-изд. л. 13,20. Зак. 159. Тираж 14000 экз. Цена 60 коп. Изд. № 1375. Издательство Московского университета. 103009, Москва, ул. Герцена, 5/7. Типография Изд-ва МГУ. Москва, Ленинские горы Д 1903030100—032 175—82  
077 (02)—82

## Содержание

|                         |     |
|-------------------------|-----|
| Предисловие             | 3   |
| Введение                | 4   |
| Южные моря              | 9   |
| Аральское море          | 11  |
| Каспийское море         | 18  |
| Азовское море           | 31  |
| Черное море             | 40  |
| Моря Северо-Запада      | 52  |
| Балтийское море         | 53  |
| Белое море              | 67  |
| Моря советской Арктики  | 80  |
| Баренцево море          | 86  |
| Карское море            | 102 |
| Море Лаптевых           | 113 |
| Восточно-Сибирское море | 123 |
| Чукотское море          | 130 |
| Дальневосточные моря    | 140 |
| Берингово море          | 142 |
| Охотское море           | 157 |
| Японское море           | 173 |
| Литература              | 190 |

## Предисловие

Предлагаемая книга представляет собой учебник по курсу «Моря СССР», который в одних вузах читается как самостоятельный предмет, а в других входит как большой раздел в курс «Региональная океанология». В основу учебника положены курс лекций и тематика семинарских занятий, в течение многих лет читаемых и проводимых авторами на кафедре океанологии географического факультета МГУ.

Учебник с современных научных и единых методических позиций знакомит студентов с самыми существенными чертами природы морей, омывающих берега нашей страны, показывает важнейшие индивидуальные особенности каждого из них, кратко раскрывает основные направления хозяйственной деятельности на советских морях.

В соответствии с программами курсов «Моря СССР» и «Региональная океанология» в учебнике дается необходимый минимум фактических данных по морфометрии, геоморфологии берегов, рельефу дна, гидрологии и гидрохимии каждого моря. Вместе с тем большое внимание уделяется рассмотрению особенностей гидрометеорологических условий в морях на базе профилирующих океанологических и общих географических дисциплин. Краткость изложения столь обширного материала объясняется небольшим объемом учебника.

Приведенные в учебнике картосхемы и другие иллюстрации дают лишь общее представление о распределении тех или иных характеристик. При изучении курса студенты должны пользоваться и специальными картографическими пособиями по отечественным морям.

Авторы примут с благодарностью все критические замечания в адрес учебника и пожелания по его улучшению.

## Введение

Курс «Моря СССР» относится к региональным океанологическим дисциплинам. В нем изучаются гидрометеорологические процессы в конкретных географических условиях. Соответственно предмет этого курса — комплексная характеристика природы морей, омывающих берега нашей страны, с акцентом на физико-океанологические показатели и процессы.

Предмет курса раскрывается в его содержании. Оно рассматривает общие и различные черты разных групп морей (южные моря, дальневосточные моря и др.) и показывает индивидуальность каждого моря, опираясь на основной курс «Океанология» и другие географические дисциплины. Главное внимание уделено узловым вопросам, которые отражают основные особенности моря и позволяют кратко отметить его роль в народном хозяйстве нашей страны. Вместе с тем смысл и содержание курса предусматривают определенный минимум фактических данных о размерах морей, величине гидрометеорологических и других показателей. Фактический материал — необходимая составляющая комплексной характеристики природных условий моря.

Первые шаги в изучении наших морей, прежде всего в направлении сбора натуральных данных, относятся к концу XIX — началу XX в. В это время на многих наших морях стали осуществляться специальные экспедиционные исследования, во время которых измерялись температура и соленость воды, скорость и направление течений, проводились метеорологические наблюдения, велись геологические и биологические работы. Все это дало сведения о величинах и распределении гидрометеорологических характеристик, позволило получить некоторые представления о геологических и биологических условиях в морях. Это были единичные и разрозненные исследования. Однако с ними связаны имена выдающихся отечественных ученых — зачинателей изучения морей. К ним относится С. О. Макаров, исследовавший водообмен Черного и Средиземного морей, перемешивание в Охотском море, гидрологические условия Балтийского моря и т. д. Его труды имеют не только общеокеанологическое, но и региональное значение. Н. М. Книпович создал определенное научное направление — промысловую океанологию, провел блестящие рыбохозяйственные гидрологические исследования на морях Каспийском, Азовском, Черном, Баренцевом. Их результаты обобщены в капитальных трудах по каждому из этих морей. Л. С. Берг провел комплексное географическое исследование Аральского моря, на базе которого создал классическую монографию, которая до настоящего времени не потеряла своего значения. Ю. М. Шокальский подвел итог научных исследований Мирового океана и его морей того времени в своем фундаментальном труде «Океанография», изданном в 1917 г.

Новый этап изучения морей СССР наступил после Великой Октябрьской революции. Уже в марте 1921 г. был подписан В. И. Лениным декрет о создании Плавучего морского научного института с целью изучения, в первую очередь, Белого, Баренцева и Карского морей на специально оборудованном судне «Персей». Тогда же были организованы и другие учреждения для исследования морей. Названная плеяда блестящих ученых, кроме С. О. Макарова, продолжала плодотворно трудиться в различных областях изучения морей в годы Советской власти. Их классические работы стали важным звеном в развитии советских морских исследований, весьма значительный вклад в которые внесли экспедиции на судне «Персей». Именно на нем сложилась школа советской науки о море. Ее основные направления представляли ученые старшего поколения: Л. А. Зенкевич, В. Г. Богоров (биология моря), Н. Н. Зубов, В. В. Шулейкин, А. Д. Добровольский (физическая океанология), М. В. Кленова, В. В. Зенкевич (геология моря) и многие другие. Немало их трудов посвящено морям нашей страны и используется в настоящее время. Важное место в изучении морей СССР занимают работы и других крупных ученых того поколения: К. М. Дерюгина, В. Ю. Визе, В. В. Тимонова, В. Б. Штокмана, А. И. Дуванина, А. Ф.

Трешникова, А. К. Леонова, Г. К. Ижевского, а в области экономической географии морей — С. В. Михайлова, Ю. Г. Саушкина.

В настоящее время армия советских океанологов весьма многочисленна. Традиции «Персея» продолжил ветеран нашего исследовательского флота «Витязь», на котором в 1949 г. Институт океанологии АН СССР проводил комплексные исследования морей и океанов. В экспедициях на этом судне прошли хорошую школу многие молодые специалисты, ныне известные ученые в области океанологии. Среди них В. А. Бурков, К. Г. Богданов, В. Н. Каменкович, Р. В. Озмидов, К. В. Морошкин, А. П. Лисицин, О. И. Мамаев, К. Д. Сабинин, Г. Б. Удинцев, К. Н. Федоров. Они и другие видные ученые, например Н. П. Булгаков, Ю. П. Доронин, А. Н. Косарев, Б. А. Нелепо, А. И. Симонов, В. М. Михайлов, внесли крупный вклад в изучение морей СССР и продолжают их активное исследование.

Современное изучение морей нашей страны проводится на высоком научно-методическом и организационном уровне. Его ведут крупные научно-исследовательские институты и их бассейновые отделения. Так, южными морями занимается Государственный океанографический институт (ГОИН), морями Арктики — Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт (ААНИИ), дальневосточными морями — Дальневосточный научно-исследовательский гидрометеорологический институт (ДВНИГМИ). На многих морях имеются гидрометеорологические обсерватории и на всех морях существует сеть морских гидрометеорологических станций. Кроме того, в морях СССР проводят работы научно-исследовательские институты и организации Министерства рыбного хозяйства, Министерства морского флота и др. Все это дает возможность получать большое количество многолетних фактических данных и с помощью машинной техники обрабатывать их современными методами. Анализ и обобщение материала наблюдений позволяет получать режимно-климатические и океанологические характеристики морей, изучать протекающие в них процессы и на этой основе решать дальнейшие научные и прикладные задачи. Конечно, собранные к настоящему времени фактические данные ни по количеству, ни по пространственному размещению наблюдений, ни по их временному распределению пока не могут служить достаточной основой для исчерпывающей характеристики природы морей. Накопление такого рода сведений в нужных масштабах — одна из задач нашей науки и дело будущего. Однако и ныне имеющиеся материалы в сочетании с современными теоретическими представлениями дают возможность выяснить наиболее характерные черты природы каждого моря, которые рассматриваются в курсе «Моря СССР».

В пределах территории нашей страны расположены берега четырнадцати морей: Аральского, Каспийского, Азовского, Черного, Балтийского, Белого, Баренцева, Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского, Берингова, Охотского, Японского. Они занимают площадь в сумме около 11 млн. км<sup>2</sup>, причем наименьшее (Азовское) имеет площадь 38 тыс. км<sup>2</sup>, а наибольшее (Берингово) — 2 млн. 300 тыс. км<sup>2</sup>, наибольшая глубина первого — 13 м, второго — почти 4,5 тыс. м. Моря Советского Союза лежат на разных географических широтах — от субтропических до высокоарктических.

Неодинаково происхождение и история геологического развития наших морей. Все это предопределяет различия их природных черт, хотя моря имеют и много общего, например преобладание хлоридов в солевом составе их вод. Ход океанологических процессов также в некоторых отношениях индивидуален для отдельных морей, а в других он общий для всех.

Сочетание индивидуальных и сходных природных черт, свойственных нашим морям, при изучении их в целом требует определенного единства и общности принципов характеристики моря как целостного природного комплекса. В соответствии с этим в основу рассмотрения морей положены следующие основные принципы.

Во-первых, все моря характеризуются по общему плану. Он включает в себя важнейшие вопросы географии моря (положение, тип моря, берега, рельеф дна и т. п.),

главные климатические особенности (региональные и местные черты атмосферных процессов, величины метеорологических элементов и др.), составляющие водного баланса (материковый сток, водообмен с соседними водоемами), гидрологические условия (величины и распределение океанологических характеристик, циркуляция вод, льды), гидрохимические характеристики (газы, биогенные вещества), хозяйственное использование моря. Все это создает современное представление о многообразии и взаимосвязи различных природных компонентов.

Во-вторых, географическая направленность и океанологическое существо этого курса обуславливают сочетание в нем фактического (информативного) материала и изложения наиболее важных гидрометеорологических процессов. Здесь приводятся, например, морфометрические характеристики моря (они даны по Атласу океанов, тт. Тихий океан, 1974; Атлантический и Индийский океаны, 1977; Северный Ледовитый океан, 1980), его батиметрия и прочее, но вместе с тем показывается развитие конвекции, формирование водных масс, циркуляционные и другие процессы.

В-третьих, при рассмотрении морей отражаются основные черты пространственно-временной изменчивости гидрометеорологических показателей. Это относится к фактическим данным (температура воздуха и воды, соленость и т. д.) и к динамическим процессам (волнение, трансформация вод и пр.), что позволяет проследить направленность изменений, их сезонный и многолетний ход. Изменчивость гидрометеорологических характеристик и условий — весьма существенная природная черта каждого моря.

В-четвертых, раскрываются индивидуальные особенности моря. Они определяются присущим каждому морю своеобразным сочетанием влияющих факторов. Учет таких факторов дает возможность показать специфику природы моря. К ним относятся взаимодействие моря с атмосферой и водами материкового стока, условия водообмена с соседними морями или океаном, тепловой баланс и др. Их воздействие на каждое море проявляется по-разному, чем обуславливается индивидуальность протекающих в нем процессов.

Наконец, определенная последовательность в рассмотрении морей предусматривает соответствующий порядок их изучения — от замкнутых морей-озер, через солоноватые и бесприливные южные моря, к открытым материковым и весьма ледовитым морям Арктики, далее к глубоким океаническим морям Дальнего Востока. Такой порядок сложился в результате работы над курсом «Моря СССР» и определился тем, что сначала рассматриваются моря сравнительно простые по своим условиям, а затем все более сложные. При этом учитывается также тип моря и его принадлежность к определенному океану.

Несмотря на природное разнообразие морей нашей страны и существование индивидуальных особенностей у каждого, они обнаруживают определенные признаки, которые дают основание объединять их в группы. Такая группировка проведена в целях сравнительного изучения морей. Она включает в себя следующие группы морей: южные (Аральское, Каспийское, Азовское и Черное); северо-западные (Балтийское, Белое); арктические (Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское); дальневосточные (Берингово, Охотское, Японское). Объединение морей по их расположению на территории СССР позволяет рассматривать особенности каждой группы и входящего в нее моря в тесной связи с природой всего соответствующего крупного географического региона страны. Это способствует более конкретному пониманию студентами причинных взаимосвязей в природе.

Общие и различные черты каждой группы морей рассматриваются в краткой преамбуле к соответствующим морям, разъясняются причины и факторы, обуславливающие сходство и различия этих морей. Далее дается более или менее развернутая характеристика каждого моря, составленная примерно по одинаковому плану с выделением вопросов, связанных со специфическими особенностями моря. В ней

указаны основные направления хозяйственного использования моря и главные проблемы его дальнейшего изучения. Поскольку в рамках учебника невозможно исчерпать все сведения о природе и экономике морей, широко используются ссылки на источники.

Предлагаемый учебник опирается на программы соответствующих курсов, читаемых в университетах и гидрометеорологических институтах. Он служит стержнем, который отражает существо процессов, протекающих в морях, и показывает подход к их изучению. Вместе с тем исследования советских морей продолжают и развиваются. Они приносят новые данные, новые представления о природе морей, поэтому при изучении курса «Моря СССР» необходимо постоянно привлекать новые монографии, атласы, журнальные статьи. Такое дополнение к учебнику дает наиболее полные и глубокие знания о морях нашей Родины.

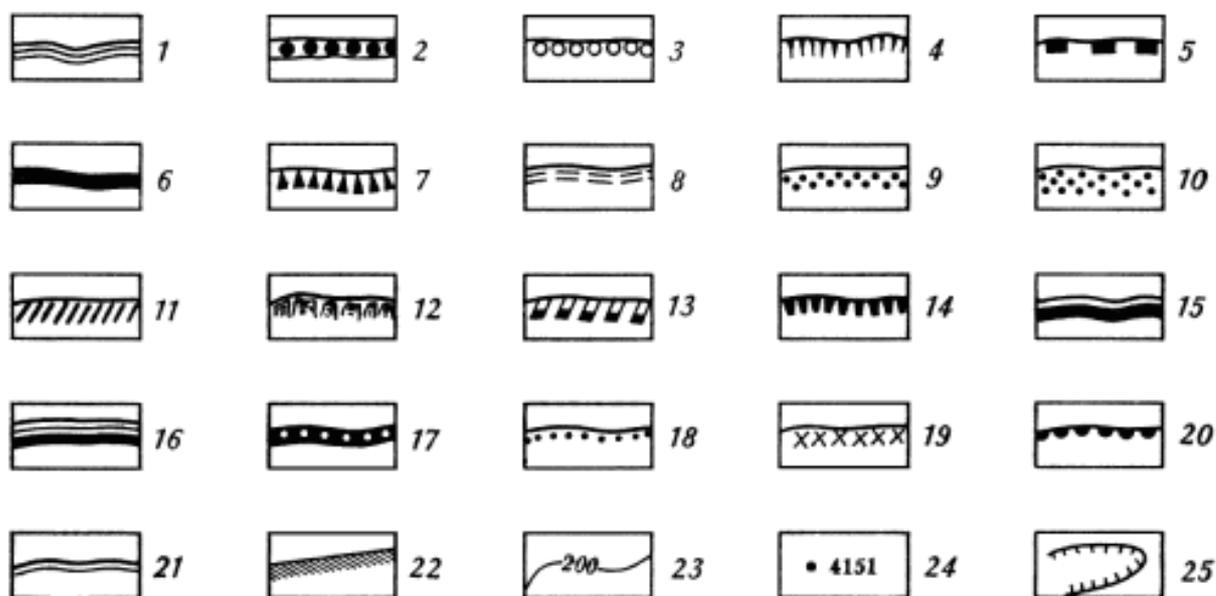


Рис. 1. Типы берегов:

I. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем. А. Первично расчлененные берега: 1 — бухтовые, 2 — берега эрозионного расчленения (эстуариевые), 3 — рiasовые, 4 — фиордовые, 5 — шхерные. Б. Первично ровные берега: 6 — складчатые ровные, 7 — сбросовые ровные. II. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых факторов. А. Потамогенные берега: 8 — дельтовые, 9 — берега аллювиальных равнин. Б. Берега с приливными осушками: 10 — илистые (типа ваттовых) и песчаные. В. Термоабразионные берега: 11 — термоабразионные в рыхлых четвертичных толщах, 12 — ледяные. Г. Выветривающиеся берега: 13 — денудационные. III. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами. А. Выравнивающиеся берега: 14 — абразионно-бухтовые, 15 — абразионно-аккумулятивные бухтовые. Б. Выровненные берега: 16 — выровненные абразионные, 17 — выровненные абразионно-аккумулятивные, 18 — выровненные аккумулятивные, 19 — выровненные аккумулятивные с современной морской террасой. В. Вторично расчлененные берега: 20 — абразионно-бухтовые, 21 — абразионно-аккумулятивные бухтовые, 22 — границы морей, 23 — изобаты, 24 — наибольшая глубина, м; 25 — подводные долины

## Южные моря

Моря Аральское, Каспийское, Азовское и Черное по своему географическому положению относятся к южным морям СССР. Они лежат примерно в одинаковых широтах (между 36° и 47° с. ш.) и территориально относительно близки друг к другу, что придает им известное сходство, но вместе с тем каждое из них имеет свою индивидуальность.

Общие и отличительные черты южных морей стали формироваться в процессе их образования и дальнейшего геологического развития. Все они тектонического происхождения и, за исключением Аральского моря, «потомки» древнего океана Тетис. Дальнейшая геологическая история южных морей связана с чередованием поднятий и опусканий земной коры во всем южном регионе, ослаблением или усилением влияния соленых океанских и пресных материковых вод. Геологическое прошлое южных морей определило и наиболее важные современные природные особенности — полную (Аральское и Каспийское) или почти полную (Азовское и Черное) изоляцию от Мирового океана, а также специфику солевого состава морских вод. Преобладают хлориды, но их относительное содержание меньше, а карбонатов несколько больше, чем в океанской воде. Пониженная соленость — характерная черта всех этих морей, относящихся поэтому к солоноватоводным бассейнам со всеми природными особенностями. Главная из них заключается в том, что температура наибольшей плотности солоноватых вод выше температуры замерзания, поэтому конвективное перемешивание развивается несколько иначе, чем в соленых ( $S_{\text{‰}} > 24,695\text{‰}$ ) морских водах.

Для южных морей материковый сток — один из самых существенных факторов формирования их гидрологических условий и важнейшая составляющая водного баланса. Однако степень воздействия речных вод на каждое из этих морей неодинакова. Об этом свидетельствуют различные соотношения объемов материкового стока и воды моря. Так, для Каспийского моря оно равно 1:240, Азовского 1:8 и Черного 1:1490. Из приведенных данных видно, что наиболее значим речной сток для Азовского моря, так как он занимает восьмую часть объема воды этого моря.

Всем южным морям присущи черты континентального климата. Однако они выражены неодинаково в каждом море и даже в разных районах одного моря. Наиболее ярко континентальность климата проявляется на Аральском море и в Северном Каспии, несколько слабее она выражена на Азовском море и в северо-западной части Черного. Вследствие небольших размеров Аральского и Азовского морей климатические различия в разных районах каждого из них малозаметны.

В рассматриваемых морях практически отсутствуют приливы. Лишь в Черном море наблюдаются колебания уровня приливного характера, высота которых в отдельных пунктах достигает 7—8 см. Вместе с тем во всех этих морях хорошо выражены сгонно-нагонные процессы. Они особенно интенсивны в северных частях Каспийского и Азовского морей, на северо-западе и у крымских берегов Черного моря. Стоны и нагоны у побережья Крыма — одно из важных звеньев всего механизма вертикального водообмена в Черном море.

В южных морях отчетливо проявляются сейши, обычно вызываемые резкой сменой атмосферного давления над морем. Замкнутым водоемам Аралу и Каспию свойственны вековые и многолетние колебания уровня, связанные с изменением объема воды, заполняющей котловину каждого из них. В последние десятилетия уменьшение речного стока в эти моря, вызванное климатическими причинами и антропогенными факторами, привело к значительному понижению уровня Арала и Каспия. В настоящее время положение уровня Каспийского моря относительно стабилизировалось и он находится на 28 м ниже уровня океана. Уровень Аральского моря продолжает заметно понижаться и к началу 1976 г. он стал на 4—5 м ниже среднего многолетнего.

Разнообразие физико-географических, гидролого-гидрохимических и связанных с ним биологических условий в южных морях и в разных районах каждого из них позволило А. Н. Косареву и Ю. А. Владимирцеву (1977) выделить в этих водоемах два региональных типа: эстуарно-шельфовый и океанический. К первому из них относятся Аральское и Азовское моря, Северный Каспий и северо-западная часть Черного моря. Для них характерны мелководность, сильное опреснение, большое влияние атмосферных процессов и речного стока. Эти особенности обуславливают главные отличительные черты морских водоемов эстуарно-шельфового типа — их малую инертность и быструю реакцию на природные и антропогенные воздействия, что приводит к большой изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик и отражается на биологических условиях. В рассматриваемом типе водоемов ежегодно образуется лед, но это моря с неустойчивым ледяным покровом. На протяжении зимы льды могут исчезать и появляться вновь. Ледовитость существенно изменяется, за одну зиму и особенно от года к году.

Ко второму (океаническому) типу относятся глубокие части морей Каспийского и Черного. Для них характерен большой объем водной массы, поэтому они представляют собой устойчивые системы, сравнительно слабо подверженные внешним воздействиям.

Гидролого-гидрохимические условия этих бассейнов формируются главным образом в результате процессов, протекающих в самих водоемах в виде внутреннего обмена. Эти особенности определяют основные черты, свойственные бассейнам океанического типа — их большую инертность и соответственно относительно малую изменчивость гидролого-гидрохимических характеристик, особенно в нижних слоях. Различия этих характеристик прослеживаются в основном по вертикали, но в известной мере заметны и по горизонтали. Гидрологическая структура рассматриваемых океанических бассейнов складывается под воздействием горизонтальной и вертикальной циркуляции вод. В верхних слоях главный вклад в поле суммарных течений вносит дрейфовая составляющая. В глубинных слоях горизонтальная и вертикальная циркуляция возбуждается неравномерностью поля плотности. Сгонно-нагонная циркуляция вблизи берегов способствует обмену вод верхних и промежуточных слоев. В результате этого поверхностные воды обогащаются питательными веществами, что увеличивает их биологическую продуктивность.

Отмеченные особенности бассейнов океанического типа характеризуют своеобразие глубоких частей Каспийского и Черного морей. Однако каждое из них — это единое целое с той своей частью, которая относится к эстуарно-шельфовому типу. В таком сочетании заключается одна из специфических черт этих морей. Она при прочих равных условиях отличает их от Аральского и Азовского морей.

## Аральское море

Основные физико-географические черты. Окруженное со всех сторон сушей, Аральское море расположено в зоне пустынь Средней Азии между  $46^{\circ}53'$  и  $43^{\circ}26'$  с. ш.,  $58^{\circ}12'$  и  $61^{\circ}58'$  в. д. и лежит на 48,5 м выше уровня океана. Оно удалено на 4300 км от Атлантического, на 2500 км от Северного Ледовитого, на 18 000 км от Тихого и на 1800 км от Индийского океанов, открыто с запада, севера и востока, а с юга защищено высочайшими горными системами. Отмеченные особенности географического положения, полная изоляция от Мирового океана делают Арал своеобразным водоемом, который относится к типу «море-озеро».

Только со времени формирования приаральской дельты Амударьи создались условия для наполнения впадины водой, что произошло в течение всего нескольких сот лет. По существующим представлениям Аральское море в контурах, близких к современным, образовалось немногим более 10 тыс. лет назад, т. е. это очень молодое море. В настоящее время его побережье довольно сложно и деталях и представлено различными

геоморфологическими типами берегов, с которыми в общем хорошо согласуется рельеф котловины Аральского моря. Это наглядно показывает карта (рис. 1, 2).



Рис. 2. Типы берегов и рельеф дна Аральского моря. Усл. обозначения см. рис. 1.

Одна из физико-географических особенностей замкнутого Аральского моря — изменение его морфометрических характеристик, связанное с непостоянством объема воды в нем соответственно различным высотным положением уровня и разными размерами площади водной поверхности моря. С начала и до 60-х гг. текущего столетия в условиях относительно стабильного количества воды в котловине моря его уровень мало отклонялся от отметки 53 м абс. выс.

После 1960 г. под антропогенным влиянием речной сток в море стал резко сокращаться, соответственно уменьшаться объем воды в нем и быстро снижаться уровень моря. К 1976 г. он понизился до отметки 48,5 м абс. выс., т. е. почти на 4,8 м по сравнению со средним многолетним положением. При этом площадь моря сократилась примерно на 11 тыс. км<sup>2</sup> (17%), а объем вод уменьшился примерно на 290 км<sup>3</sup> (27%) от соответствующих показателей на отметке 53 м абс. выс. Море вступило в новый этап своего существования, который характеризуется изменением различных природных компонентов.

Положение небольшого по размерам Аральского моря в зоне внетропических пустынь обуславливает резкую континентальность климата. Лето здесь сухое и жаркое, зима холодная с неустойчивой погодой. Обширная область Приаралья и само море находятся в сфере деятельности зимнего Сибирского антициклона и летней Южно-Азиатской барической депрессии. Они определяют основную барическую обстановку в этом районе, на которую накладываются разнообразные синоптические ситуации, что в совокупности создает сезонные особенности атмосферных процессов и сказывается на величинах

метеорологических характеристик. Осенью и зимой преобладают северо-западные ветры. Температура воздуха в ноябре имеет отрицательные значения и в январе в среднем равна  $-12—14^{\circ}$ , но над морем воздух заметно теплее.

В теплые сезоны отрог Сибирского антициклона разрушается, и окружающие Арал пространства оказываются под воздействием Южно-Азиатского минимума, поэтому сохраняется преобладание ветров восточных направлений. Температура воздуха весной быстро повышается от  $+5—10^{\circ}$  в марте до  $+20^{\circ}$  в апреле. Летом ее среднемесячные значения, например в июле, равны  $+27—28^{\circ}$ , а среднесуточные достигают  $+35^{\circ}$ . Над морем температура воздуха на  $3—5^{\circ}$  ниже, чем в прилегающих районах, что приводит к формированию над ним слабо выраженной области повышенного давления.

Среднегодовой суммарный сток Амударьи и Сырдарьи в Аральское море до 60-х гг. исчислялся примерно  $52—56 \text{ км}^3/\text{год}$ . Сток Амударьи у пос. Чатлы в среднем за год равен  $45 \text{ км}^3$ . Средняя многолетняя величина стока Сырдарьи у г. Казалинск равна  $14,7 \text{ км}^3/\text{год}$ .

Гидрологическая характеристика. Низкие широты и внутриконтинентальное местоположение обуславливают поступление большого количества радиационного тепла к поверхности моря в теплое время года и примерно равную ему теплоотдачу моря в атмосферу в холодные сезоны. В соответствии с этим аральская вода хорошо прогревается в весенне-летнее и сильно выхолаживается в осенне-зимнее время. Характерное для Аральского моря распределение температуры воды на поверхности по сезонам показано на картах, обобщающих многолетние данные (рис. 3). Из карт видно, что летом (август) температура воды довольно однородна на всей площади моря. Различия ее величин между северной и южной частями равны примерно  $2,0—2,5^{\circ}$  и определяются широтой. Заметно выражены изменения температуры воды с глубиной, причем они неодинаковы от сезона к сезону в разных районах моря.

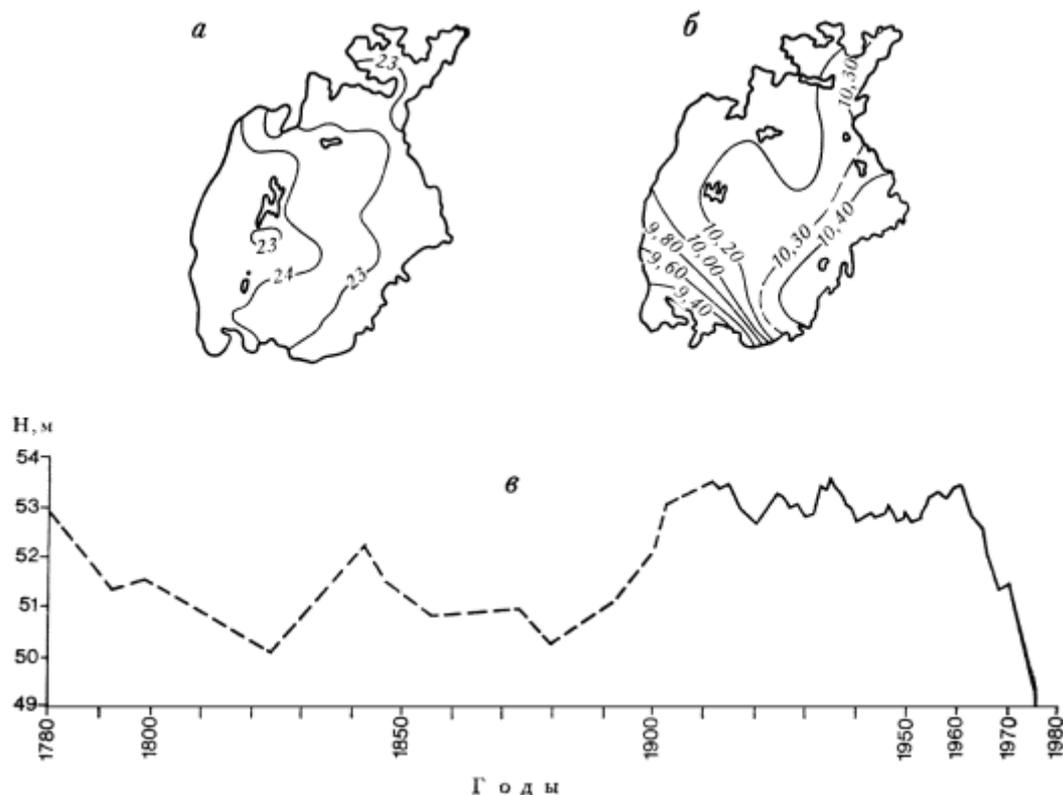


Рис. 3. Распределение температуры (а) и солености (б) на 1960 г. на поверхности Аральского моря летом и многолетние изменения его уровня (в)

В течение года в Аральском море наблюдается гомотермия, обратная и прямая температурная стратификация. Вода становится однородной по температуре осенью

(ноябрь — начало декабря) в прибрежных мелководных районах и зимой (конец января) в открытых глубоких частях. Интенсивное зимнее охлаждение понижает температуру поверхностных слоев, а на нижележащих горизонтах она остается более высокой, чем на поверхности, так создается обратная стратификация зимой.

Средняя годовая соленость воды Аральского моря на 1960 г. изменялась от 9,6 до 10,3‰. Внутригодовой ход солености в море выражен довольно слабо. Зимой она несколько повышена за счет льдообразования. Летом, в августе, когда речной сток в море достигает максимума, поле солености на поверхности перестраивается (см. рис. 3). В это время возрастает распреснение юго-западной части моря, где отмечается наименьшая соленость (9,3—9,4‰). Высокая соленость (10,4—10,5‰) наблюдается в восточных мелководных районах в связи с сильным испарением.

Несмотря на южное положение моря, в нем хорошо выражена осенне-зимняя конвекция — один из важных процессов, формирующих структуру вод моря. Конвекция возникает с началом охлаждения поверхности моря, когда среднесуточная температура воздуха устойчиво становится меньше среднесуточной температуры воды, что имеет место в первой половине августа в западной части моря и во второй половине этого месяца в восточных районах моря. В начале своего развития перемешивание охватывает сравнительно слабо устойчивые верхние (местами 5, местами 10 м) слои воды и с течением времени распространяется вглубь.

Своеобразна горизонтальная циркуляция вод Аральского моря. В отличие от всех морей Северного полушария в нем преобладает в общем антициклональное (по часовой стрелке) движение вод. Среди различных истолкований этого феномена наиболее обоснованное объяснение принадлежит А. Н. Симонову (1954), который на основе полученной В. Б. Штокманом связи квадрата скорости ветра с переменной глубиной моря и горизонтом залегания нулевой изотакси, отделяющей течение по ветру от противотечения, установил основную причину антициклональной циркуляции аральских вод. Она заключается в совместном воздействии преобладания неравномерных по скорости ветров северных направлений и общего наклона морского дна с востока на запад. Неравномерность ветра проявляется в уменьшении скорости потоков по мере движения вдоль большой оси моря (северо-восток — юго-запад). Таким образом, большая энергия довольно сильных ветров на востоке передается меньшим (на малых глубинах восточных мелководий) столбам воды, а меньшая энергия слабых ветров в центре и на западе моря сообщается большим (на значительных глубинах центральной и западной частях моря) столбам воды. В результате этого возбуждается движение вод на поверхности в общем с северо-востока на юго-запад, которое дает начало антициклональной циркуляции.

Преимущественно слабые ветры в условиях малых глубин возбуждают обычно невысокие (до 1,0 м), короткие, но крутые волны. Они растут быстро и затухают в течение небольшого отрезка времени. В море преобладает волнение силой 1—2 балла. Весной и осенью при сильных и довольно устойчивых ветрах оно достигает 4—5 баллов. Более высокая степень волнения отмечается как исключение.

Аральскому морю, как замкнутому бессточному водоему, свойственны значительные колебания уровня. Сгонно-нагонные колебания уровня с большой амплитудой связаны в основном с крупномасштабными синоптическими процессами, которые вызывают сильные продолжительные ветры. Наиболее отчетливо сгоны и нагоны проявляются вдоль большой оси моря. Штормовые северные восточные ветры приводят к сгону в северной и северо-восточной частях моря и нагону на юге и юго-западе. Штормовые западные и юго-западные ветры вызывают сгоны в южных и юго-западных районах и нагоны в северной и северо-восточной частях.

Преобладание ветров вдоль большой оси моря создает предпосылки для возбуждения сейш. Они имеют преимущественно характер правильных периодических колебаний уровня и обычно довольно долго не затухают. Анализ мареограмм обнаруживает в

Аральском море продольную одноузловую сейшу с периодом 23 ч средней амплитудой 21 см, а также трехузловую сейшу с периодом 8 ч 18 мин и средней амплитудой 7 см. Не исключается возможность существования в море поперечной одноузловой сейши с периодом, близким к 8 ч.

Сезонные колебания уровня характеризуются четко выраженной периодичностью. Максимальный подъем уровня летом вызван распространением паводочной волны стока Амударьи и Сырдарьи. Осеннее понижение обусловлено испарением с водной поверхности, которое достигает наибольших величин после прохождения речного паводка. Зимний минимум высоты стояния уровня связан с очень малым количеством воды, приносимой реками в море. Обычно кривая сезонного хода уровня имеет близкий к симметричному вид с максимумом в июле и минимумом в декабре.

Многолетние изменения уровня моря показаны на графике рис. 3, из которого видно, что последнее довольно высокое положение уровня наблюдалось с 1952 по 1960 г. Начиная с 1961 г., уровень моря стал ежегодно понижаться главным образом в связи с безвозвратным изъятием речного стока на орошение и в меньшей степени из-за естественной маловодности. В течение последних 25 лет происходит однонаправленное изменение уровня: он понижается от года к году.

Хотя Аральское море лежит в южной зоне, на нем ежегодно образуется лед. Обычно льдообразование начинается в прибрежных районах на севере и северо-востоке моря примерно во второй декаде ноября. К концу этого месяца первичные формы льда появляются у южных берегов. В открытом море льды наблюдаются со второй декады декабря, а у западного побережья лед образуется в среднем в первой декаде января. Наибольшего развития ледяной покров достигает в середине февраля. Прибрежную зону моря покрывает припай, а в открытых районах распространены дрейфующие льды, представленные мелко- и крупнобитым льдом и ледяными полями.

Весеннее разрушение льда обычно начинается во второй половине февраля на юге и в первой половине марта на севере. Однако при холодной весне на отдельных участках северного и восточного побережий припай может сохраняться до 20—25 апреля. Обычно же таяние льда идет интенсивно. В середине марта ледовитость сокращается на 25%, а к концу апреля лед повсеместно исчезает. В среднем льды в Аральском море держатся 4—5 месяцев, но иногда встречаются в течение полугода. Наиболее короткое время льды существуют в западной глубокой части моря.

Гидрохимические условия. Гидрохимические особенности Аральского моря проявляются не только в отмеченной своеобразии солевого состава его воды, но и в содержании и распределении растворенных в ней кислорода и основных биогенных веществ. В воде Аральского моря в течение круглого года содержится большое количество растворенного кислорода с пересыщением в глубоких слоях иногда до 150—200%. Это объясняется развитой фотосинтетической деятельностью высшей подводной растительности вследствие малых глубин и высокой прозрачности аральской воды, небольшим потреблением кислорода сравнительно малочисленным планктоном и небольшим содержанием легко окисляющихся органических веществ, поступающих в море с речным стоком.

Аральская вода бедна фосфатами и нитритами. Несколько повышенное содержание фосфатов отмечается в северных районах моря и на взморьях Амударьи и Сырдарьи. Количество фосфатов несколько увеличивается летом за счет речного стока и уменьшается осенью. С глубиной их содержание почти всегда уменьшается, что отличает Арал от других морей, где существуют зоны глубинного накопления фосфатов. В Аральском море этому препятствует развитие фотосинтетической деятельности во всей толще вод. Нитриты в незначительных количествах отмечаются в море весной и осенью. Летом их содержание несколько увеличивается. Кремний в повышенном количестве встречается летом в поверхностных водах приустьевых зон, куда он выносится реками.

Приведенные сведения характеризуют основные черты природных условий Аральского моря в течение довольно длительного (начало XX в. — 60-е гг.) времени относительной стабилизации его водного баланса и положения уровня. Однако почти два последних десятилетия речной сток в Арал неуклонно сокращается и соответственно постоянно понижается уровень моря. Это уже заметно отразилось и продолжает сказываться на различных компонентах природы моря. Прежде всего уменьшились объем воды и площадь моря, а его средняя соленость увеличилась до 13,0‰ и продолжает возрастать. С сокращением объема воды уменьшился ее летний теплозапас, понизилась температура замерзания, охлаждение моря протекает интенсивнее, льдообразование на севере и востоке начинается несколько раньше средних многолетних сроков. В море стало поступать меньше биогенных веществ с речными водами. Обсохли многие нерестилища и места нагула рыбы, что привело к сокращению биологической продуктивности Арала. Обмеление моря продолжается и не исключено в будущем. В этом случае очертания и природа моря будут существенно изменяться. Расчетные контуры моря при различных положениях уровня в близкие и отдаленные годы показывают, что в конечной перспективе Аральское море может раздробиться на несколько отдельных бассейнов и прекратить существование как единый самостоятельный водоем.

Будущее Аральского моря — его главная и очень широкая проблема. Она включает в себя решение прогностических вопросов гидрологии, гидрохимии и биологии моря, связанных с постоянным понижением уровня. В связи с этим производятся расчеты возможных изменений основных элементов природы моря на конкретные годы вплоть до конца XX в. Вместе с тем прорабатывается крупная народнохозяйственная проблема — переброска части стока сибирских рек в Среднюю Азию и Казахстан, в рамках которой изыскиваются пути пополнения водой Аральского моря в целях сохранения этого уникального водоема нашей планеты.

## Каспийское море

Основные физико-географические черты. Полностью изолированное и на тысячи километров удаленное от Мирового океана, Каспийское море расположено во внутренних районах Евразии между  $47^{\circ}07'$  и  $36^{\circ}33'$  с. ш.,  $46^{\circ}43'$  и  $54^{\circ}50'$  в. д. и лежит на 28 м ниже уровня океана. С севера и востока море окружено низменной равнинной полупустыней и возвышенной пустыней. С юга его окаймляет узкая прибрежная низменность, за которой параллельно берегу тянется хребет Эльбурс, а с запада к морю подступают хребты Большого Кавказа, южнее Апшеронского полуострова их сменяют Куринская и Ленкоранская низменности. По своему географическому положению, замкнутости и своеобразию вод Каспийское море относится к типу «море-озеро».

Каспий обрамлен различными геоморфологическими типами берегов, которые хорошо согласуются с рельефом дна моря, что иллюстрирует карта (рис. 4). Главная характерная особенность рельефа дна моря — обширное мелководье на севере и глубокие разделенные подводным порогом впадины в центре и на юге.

Каспийское море пересекает несколько климатических поясов: континентальный — на севере, умеренно теплый — на западе, субтропический влажный — на юго-западе, пустынный — на востоке. Все это проявляется в сезонных особенностях развития синоптических процессов, погоды, величинах метеорологических элементов. Зимой наблюдаются не только сильные ветры, но и довольно низкая температура воздуха. Ее средние величины в январе—феврале достигают  $-8$ — $-10^{\circ}$  в северной,  $+3$ — $+5^{\circ}$  в средней и  $+8$ — $+10^{\circ}$  и даже  $+12^{\circ}$  в южной части моря.

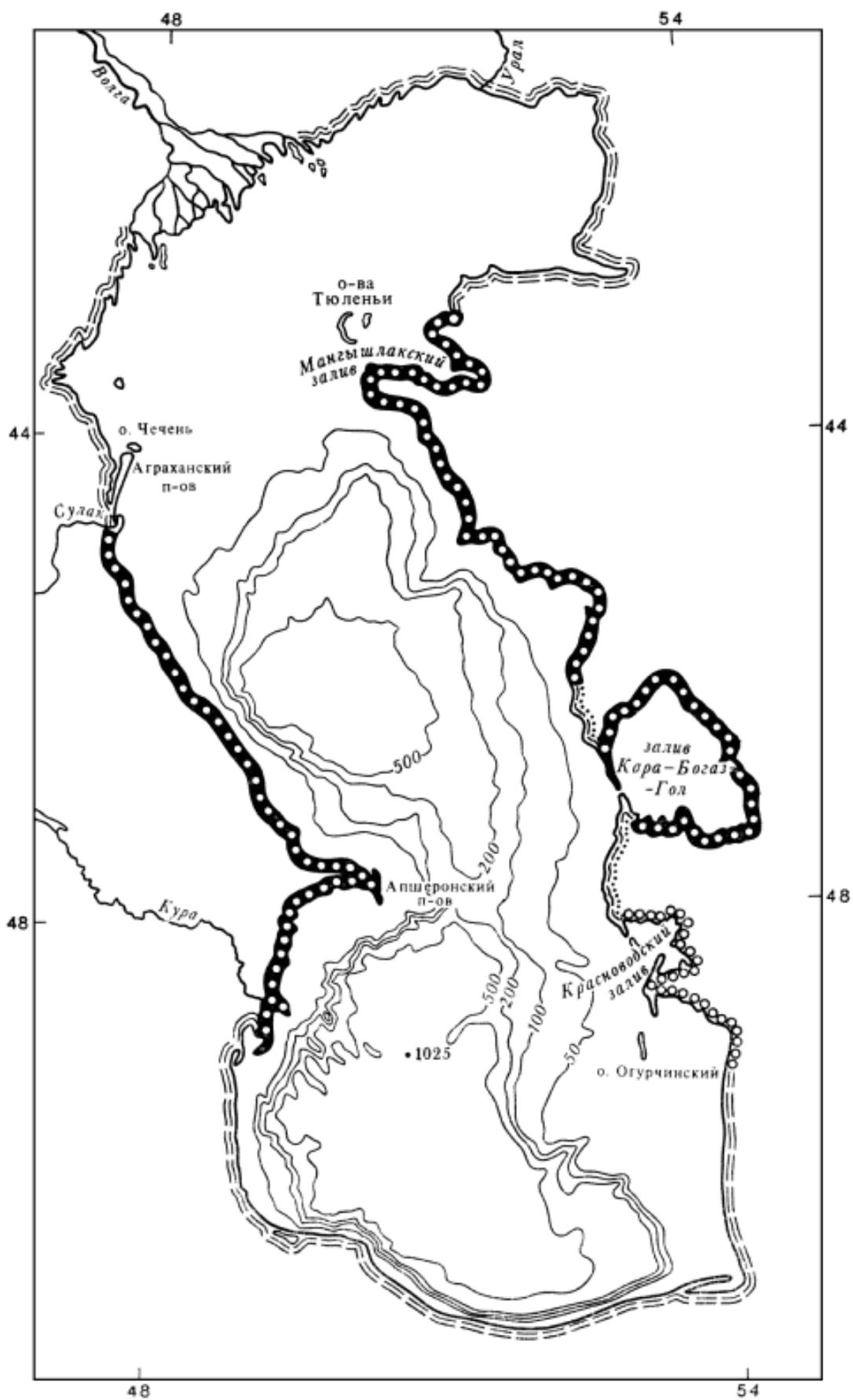


Рис. 4. Типы берегов и рельеф дна Каспийского моря. Усл. обозначения см. рис. 1

Весенне-летняя синоптическая обстановка формирует поля ветра с преобладанием юго-восточного переноса (весной) и в основном северного и северо-западного (летом). Местная циркуляция воздуха характеризуется ветрами незначительной силы, направленными преимущественно с моря на сушу. В прибрежной зоне орография иногда создает местные усиления ветра. Летом воздух хорошо прогрет над всем Каспийским морем. Средняя температура воздуха самых теплых месяцев (июль—август) изменяется от  $+24^{\circ}$  на севере до  $+27$ — $28^{\circ}$  на юге. Различия температуры воздуха отмечаются между западной частью моря, где ее среднее значение в июле равно  $+24,5^{\circ}$ , и восточной, где среднемесячная июльская величина температуры воздуха  $+27^{\circ}$ .

Холодная и бурная зима с морозами в северной части моря и сравнительно высокими положительными значениями температуры воздуха на юге моря, жаркое сухое и спокойное лето с небольшими различиями температуры воздуха по всему морю — основные климатические черты Каспийского моря. Определенные показатели характеризуют материковый сток в Каспий, куда впадает свыше 130 рек. По среднемноголетним данным (1940—1970 гг.) они приносят  $286,4 \text{ км}^3$  воды в год. В многоводные годы суммарный сток может увеличиваться до  $372,5 \text{ км}^3/\text{год}$ , а в маловодные уменьшаться до  $243 \text{ км}^3/\text{год}$ .

Наибольшее количество речной воды поступает в море весной и в начале лета, когда проходит весенний паводок. В последние десятилетия значительно увеличилось изъятие речной воды в бассейне Каспийского моря на хозяйственные нужды, введены в строй крупные волжские ГЭС и водохранилища. Это существенно отразилось на величинах материкового стока и его внутригодовом распределении. Сток Волги и других рек заметно уменьшился вообще, в частности сократились величины паводочного стока, но несколько увеличился приток речных вод в межень, в основном в зимние месяцы. Следовательно, на естественную изменчивость материкового стока (многоводные и маловодные годы) заметный отпечаток накладывает антропогенная деятельность в обширном бассейне Каспийского моря.

Речная сеть и соответственно поступление стока в море весьма неравномерно распределены на побережье. В северную часть впадают только Волга, Урал, Терек, суммарный годовой сток которых дает более 90% общего материкового стока. С запада в море несут свои воды Сулак, Самур, Кура и более мелкие реки, в сумме дающие около 9% стока. На долю рек Иранского побережья приходится примерно 1% берегового стока. На восточном побережье нет ни одного постоянного водотока в море. Хорошо выраженные пространственные различия поступления речных вод в Каспий — важная географическая особенность этого водоема.

Гидрологическая характеристика. Среднегодовые величины температуры воды повышаются в общем с севера на юг в среднем, на  $0,8^{\circ}$  на каждый градус широты, за исключением летних месяцев, когда у восточных берегов наблюдается ее некоторое понижение. Внутригодовое распределение температуры воды в море имеет свои характерные черты, наиболее заметные зимой и летом. Зимой весьма значительны широтные различия (от  $0^{\circ}$  возле ледовой кромки до  $10,0$ — $10,7^{\circ}$  в южной части моря) температуры воды на поверхности, что объясняется разными условиями охлаждения северных и южных районов моря. Четко прослеживается более высокая температура воды в восточной половине моря по сравнению с величинами температуры на тех же широтах в западной части. Существующие различия температуры вызваны движением в восточных районах теплых южнокаспийских вод на север и перемещением вдоль западных берегов холодных вод Северного Каспия на юг. Довольно большой теплозапас вод в центральных районах моря обуславливает здесь несколько повышенную температуру воды по сравнению с прибрежной зоной.

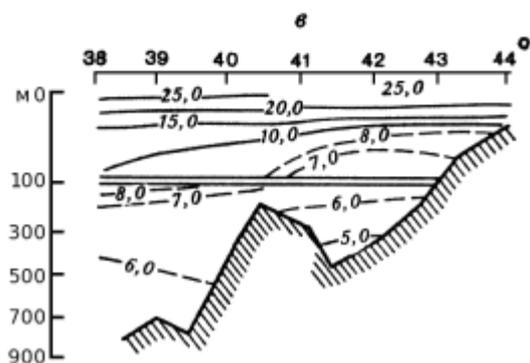
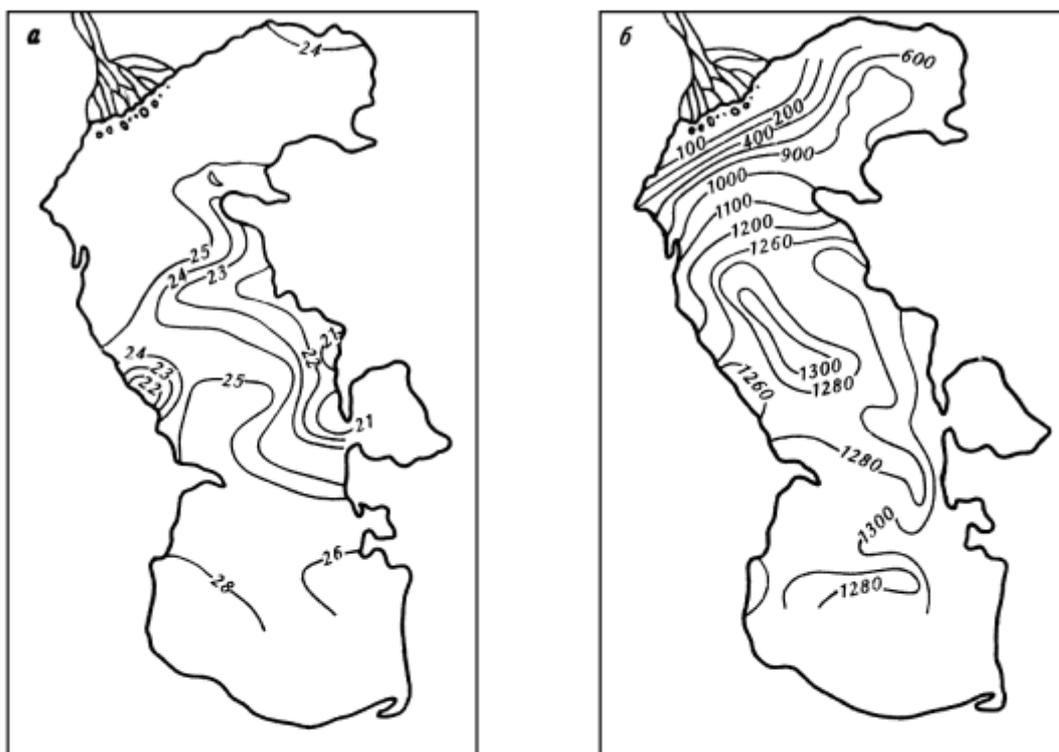


Рис. 5. Распределение температуры (а) и солёности (б) на поверхности и температуры на разрезе по меридиану 51° в. д. (в) в Каспийском море летом

Приводимая карта (рис. 5, а) обнаруживает довольно равномерное поле температуры воды на поверхности. Ее величины повышаются с севера на юг от 22—24° в северной части до 24—25° в Среднем Каспии, до 26 и даже до 27—28° в южных районах моря, что связано с усилением прогрева в более южных широтах и влиянием орографии берегов в прибрежных водах. Характерная особенность распределения поверхностной температуры в августе — ее аномалия в средней части моря. Наиболее ярко она выражена у восточного берега на довольно обширных пространствах, условно ограниченных изотермой 23°. У западного побережья аномальное понижение температуры проявляется в меньшей степени и локализовано в районе Дербента.

Обычно температура воды понижается с глубиной, но ее изменение по вертикали происходит неодинаково в разные сезоны разных районах моря. Зимой в мелководном Северном Каспии температура воды почти одинакова от поверхности до дна и примерно равна  $-0,4$ — $-0,6^\circ$ , т. е. близка к температуре замерзания. В северных широтах температура сравнительно мало изменяется от поверхности до горизонтов 80—100 м, глубже которых она довольно резко понижается до дна. В южных широтах заметно выраженное

понижение температуры с глубиной происходит на горизонтах 50—100 м, от которых она плавно уменьшается ко дну.

Летом на малых (до 10—15 м) глубинах северной части моря наблюдается гомотермия по всей толще вод. В переходной зоне от Северного к Среднему Каспию с глубинами до 20—25 м от горизонта 15 м температура воды резко понижается ко дну (до 17—18°). Приведенное на рис. 5, в распределение температуры вод на разрезе по 51° в. д. показывает ее изменение по вертикали, глубоких Среднем и Южном Каспии в августе. Из него видно, что в это время существует наиболее значительное различие величин температуры между поверхностными (+25°) и придонными (+6°) водами. Верхние слои хорошо и примерно одинаково прогреты центральных и южных районах моря. На горизонтах порядка 20—25 м в Среднем и примерно 30—35 м в Южном Каспии температура резко понижается с глубиной, что свидетельствует о формировании и расположении здесь летнего термоклина. Распределение температуры в слое 20—50 м на пространствах всего моря довольно разнообразно и в общем отражает топографию термоклина. Под ним температура довольно плавно убывает с глубиной и ее величины на одних и тех же горизонтах становятся близким между собой в разных районах моря. Так, на горизонте 100 м в южной части моря она лишь на 1° выше, чем в средней. С увеличением глубины температура постепенно понижается, на горизонте 700 м близка к 5—6° и мало изменяется до дна. Переходным сезонам свойственно довольно быстрое изменение температуры в верхнем 20-метровом слое.

Современная соленость Каспийского моря характеризуется диапазоном величин от 0,2—0,3 до 13,0—13,5‰. Средняя соленость моря в целом за последние 50—60 лет характеризуется значениями 12,82—12,86‰. Поле солености испытывает пространственно-временные изменения, но их степень неодинакова в разных районах моря и от сезона к сезону. Зимой наблюдается общее увеличение солености с северо-запада на юго-восток. На подавляющей части пространств моря соленость равна 12,8—13,0‰. Лишь в районе Апшеронского порога выделяется «язык» вод с соленостью 12,6‰. Он формируется распресненными водами,двигающимися с севера на юг вдоль западного берега и приносимыми из Южного Каспия в Средний по западной периферии антициклонального круговорота. Соленость более 13,0‰ наблюдается в юго-восточной части моря — районе, наименее подверженном распресняющему влиянию рек.

В августе заметно выражены горизонтальные градиенты солености во всей северной части моря, но они особенно значительны в районе свала глубин (рис. 5, б). Соленость на поверхности здесь на небольших расстояниях увеличивается от 11,0 до 12,0—12,6‰. В центральном районе Среднего Каспия выделяется замкнутая область повышенной (13,0‰) солености, формирование которой связано с динамическими причинами. На остальных пространствах моря наблюдается однородная соленость (12,8—12,9‰) на поверхности без заметно выраженных местных особенностей.

Распределение солености по вертикали в Каспийском море характеризуется однообразием от поверхности до дна. Ее незначительные изменения с глубиной происходят по-разному. Обычно соленость несколько увеличивается от поверхности ко дну, но иногда в верхних слоях она выше, чем у подстилающих, а иногда соленость промежуточных вод больше, чем у выше- и нижележащих. Это определяется поступлением и распространением речных вод в море, влиянием ветров, вертикальными движениями вод, внутренними волнами и т. п.

Зимой распределение солености то глубине в Северном Каспии близко к гомохалинному, причем почти одинаковые значения солености от поверхности до дна в одной точке увеличиваются с севера на юг, не меняясь по вертикали. Наблюдается небольшое увеличение солености с глубиной в Среднем и Южном Каспии. Она повышается от 12,6 до 12,9‰ и несколько более.

В весенне-летний сезон распресняется поверхностный слой в северной части моря, что создает здесь вертикальные градиенты солености, наиболее резко выраженные в западных

районах, где их максимальные значения могут достигать 1,0‰. В восточных районах соленость незначительно увеличивается с глубиной. Заметно выраженные градиенты солености (порядка 0,05—0,15‰/м) наблюдаются летом на свале глубин. В глубоких районах Среднего и Южного Каспия соленость очень мало изменяется от поверхности до дна. Ее увеличение с глубиной обычно не превышает 0,1—0,2‰. Хорошо выраженная межсезонная изменчивость солености в Северном Каспии и ее однородность по вертикали в течение всего года в Среднем и Южном Каспии — весьма характерная черта природы этого моря.

Величины и распределение температуры и солености в море обуславливают особенности поля плотности. Поскольку соленое в Каспийском море довольно однообразно, а температура изменчива, плотность определяется главным образом температурой. Изменения плотностной структуры вод в открытых глубоких районах Каспийского моря охватывают верхний 100-метровый слой летом, а зимой они прослеживаются и в более глубоких горизонтах. Основные черты вертикального распределения океанологических характеристик в Каспийском море во многом определяются влиянием перемешивания вод.

Ветровое перемешивание протекает во все сезоны на обширных свободных от льда пространствах моря под воздействием интенсивных ветров, не затухающих даже летом. Оно выравнивает температуру, соленость и плотность в верхнем (0—10 м, местами 0—20, 0—30 м) слое воды. На нижней границе однородного слоя создаются резкие вертикальные градиенты характеристик. Они препятствуют дальнейшему проникновению ветрового перемешивания вглубь и создают устойчивую структуру вод.

Конвективное перемешивание повсеместно развито главным образом осенью и зимой вследствие охлаждения и соответственно уплотнения поверхностных вод, а в северной части моря и за счет осолонения верхнего слоя при льдообразовании. В восточных районах конвекция возникает и летом, когда интенсивное испарение увеличивает соленость и, следовательно, плотность воды на поверхности. Наиболее существенно осенне-зимнее конвективное перемешивание. Летом этот процесс проявляется в значительно меньших масштабах.

Вследствие большой меридиональной протяженности Каспийского моря и различия гидрометеорологических условий в нем на его обширных пространствах наблюдается три типа конвекции, по классификации Н. Н. Зубова (1947). Полярный тип характерен для северной части, где происходит льдообразование. Субполярный тип свойствен средней и большинству районов южной части моря, где плотностное перемешивание протекает лишь благодаря охлаждению поверхностных вод. Субтропический тип локализован у восточного берега южной части моря, где летом происходит осолонение поверхностных слоев за счет испарения.

Основные черты конвективного перемешивания в Каспийском море рассмотрены А. Н. Косаревым (1975), отметившим, что условия для развития конвекции связаны прежде всего с довольно однородным распределением солености от поверхности до дна. Вместе с тем под влиянием различных природных факторов (неодинаковое от места к месту охлаждение, распреснение, рельеф дна, течения и др.) формируются местные особенности плотностного перемешивания. Они проявляются главным образом в различии глубины проникновения конвекции к концу ее развития (конец февраля — начало марта). При этом распространение осенне-зимнего конвективного перемешивания вглубь ограничивает либо дно, либо плотностная структура вод — обычно горизонты залегания резко выраженного пикноклина. В северной части моря зимняя вертикальная циркуляция доходит до дна и сопровождается льдообразованием.

В среднем Каспии конвекция достигает в основном горизонта 200 м, а в некоторых районах (разрез Дербент—Песчаный) может проникать до 300 м и более. Это объясняется усилением здесь выхолаживания вод и особенностями рельефа дна района. В центральных районах Южного Каспия глубина распространения плотностного перемешивания равна

80—100 м, а в иранских водах она не превышает 40—60 м. Сравнительно слабое развитие конвекции здесь объясняется небольшим охлаждением поверхности моря и довольно близким залеганием к поверхности зимнего максимума устойчивости.

Хорошо развитая в северной и средней частях моря зимняя вертикальная циркуляция в условиях неровного рельефа дна способствует возникновению по существу конвективного процесса — сползания вод по склонам. В мелководном Северном Каспии и в районе «свала глубин» Среднего Каспия поверхностные воды охлаждаются вплоть до температуры замерзания, что значительно увеличивает их плотность. В результате конвективного перемешивания эти воды высокой плотности достигают дна (100—200 м) на северном склоне среднекаспийской впадины. Поскольку их плотность больше, чем нижележащих, они начинают погружаться (оползать) вниз по склону. Глубина их сползания может быть различной в зависимости от солености и температуры поверхностных вод. Осолонение северной части моря вследствие сокращения стока Волги привело к увеличению плотности на «свале глубин» и тем самым улучшились возможности сползания вод по склону. В настоящее время условная плотность поверхностных вод в этом районе в феврале достигает 11,2—11,4 единиц, что позволяет им опускаться до придонных горизонтов котловины Среднего Каспия.

В ее придонных горизонтах существуют условия, благоприятные для возникновения и развития вертикального перемешивания под наиболее глубоких слоев путем придонной конвекции. Она возбуждается вследствие появления здесь отрицательной устойчивости, обусловленной сверхадиабатическим градиентом, температуры (т. е. повышением с глубиной потенциальной температуры), что в придонных слоях Южного Каспия вызывается притоком тепла от дна. По расчетам А. Н. Косарева (1975), толщина конвективного слоя в основном 100—200 м от дна южнокаспийской впадины.

В отличие от других морей в Каспийском в результате осенне-зимней конвекции не образуется холодный промежуточный слой. Температура слоя, охваченного зимней вертикальной циркуляцией, всегда остается выше температуры нижележащих слоев, что исключает возможность образования холодного промежуточного слоя.

Хотя воды Каспийского моря довольно однородны по структуре, совокупность физико-химических и биологических признаков позволяет выделить в нем вполне определенные водные массы. Одним из индексов каждой из них служит температура воды, а другим — соответствующее ей содержание растворенного кислорода ( $O_2$ , мл/л), так как именно эта величина, а не мало изменяющаяся по вертикали соленость, наиболее показательна для своеобразных каспийских вод. В связи с этим для анализа гидрологической структуры и выделения водных масс в средней и южной частях Каспийского моря используются в основном  $TO_2$ -кривые, а соленость привлекается как вспомогательная характеристика. На основе отмеченных и биологических критериев в Каспийском море выделены следующие водные массы: северокаспийская, верхняя каспийская, глубинная среднекаспийская и глубинная южнокаспийская.

Общая циркуляция вод Каспийского моря формируется под воздействием ветра, пространственной неравномерности поля плотности, силы Кориолиса, конфигурации берегов и рельефа дна. В северной части моря, кроме того, имеют значение речной сток и колебания уровня. Совокупность этих факторов обуславливает сложную картину течений, которые образуют в общем циклоническую циркуляцию вод (рис. 6). Она соответствует среднесезонным гидрометеорологическим условиям над морем, может заметно изменяться под влиянием конкретной гидрометеорологической обстановки и осложняется под влиянием местных факторов. Из рисунка видны ее основные особенности. Под влиянием преобладающих ветров северных румбов создается дрейфовый поток вод из северной части моря вдоль его западного берега на юг. Апшеронский полуостров делит это течение на две ветви. Одна из них (главная) огибает Апшерон и движется на юг до



Рис. 6. Течения на поверхности Каспийского моря

Иранских берегов, где поворачивает на восток, а вблизи шельфа восточного берега — на север, проникая в среднюю и северную часть моря. Другая ветвь отклоняется Апшеронским полуостровом на восток и у восточных берегов соединяется с водами, идущими на север. У полуострова Мангышлак эти воды частично отклоняются на запад и замыкают циклонический круговорот в Среднем Каспии, частично уходят в северную часть моря. В Южном Каспии, между Апшероном и устьем Куры, образуется местная антициклональная циркуляция.

Скорость и устойчивость дрейфовых течений в средней и южной частях моря изменяются в зависимости от силы и продолжительности ветра и неодинаковы от места к месту. По инструментальным наблюдениям наиболее значительные скорости (до 80 см/с) отмечаются у западных берегов Среднего Каспия при сильных северных ветрах. При слабых и неустойчивых ветрах этих направлений течения имеют скорость 5—10 см/с, а при умеренных ветрах 30—40 см/с. У восточных берегов в соответствии с ветрами преобладают течения со скоростью до 10 см/с, но наблюдаются потоки со скоростями до 30 см/с.

Каспийское море преимущественно неспокойное. Частые ветры развивают волны, которые довольно быстро затухают после прекращения ветра. Преобладают неправильные волны, часто переходящие в толчею. Относительно спокойным море бывает с мая по июль, наиболее бурным — с ноября по март. В это время часто наблюдается волнение более 6 баллов. Штормовые ветры вызывают крупные волны. Так, в районе Нефтяных камней при скорости ветра 40 м/с максимальная высота волн, наблюдаемая по вехе, установленной на глубине 12 м, достигала 9—10 м, а над глубинами 20—30 м визуально наблюдались волны высотой 10—11 длиной около 200 м, периодом 12,4 с. По расчетным данным в открытых районах моря с глубинами порядка 100 м максимальная высота волн может быть 13 м. Обобщенную характеристику волн в море дает типизация волнения по основным полям ветра <sup>1</sup>.

<sup>1</sup> См. Атлас волнения и ветров Каспийского моря.

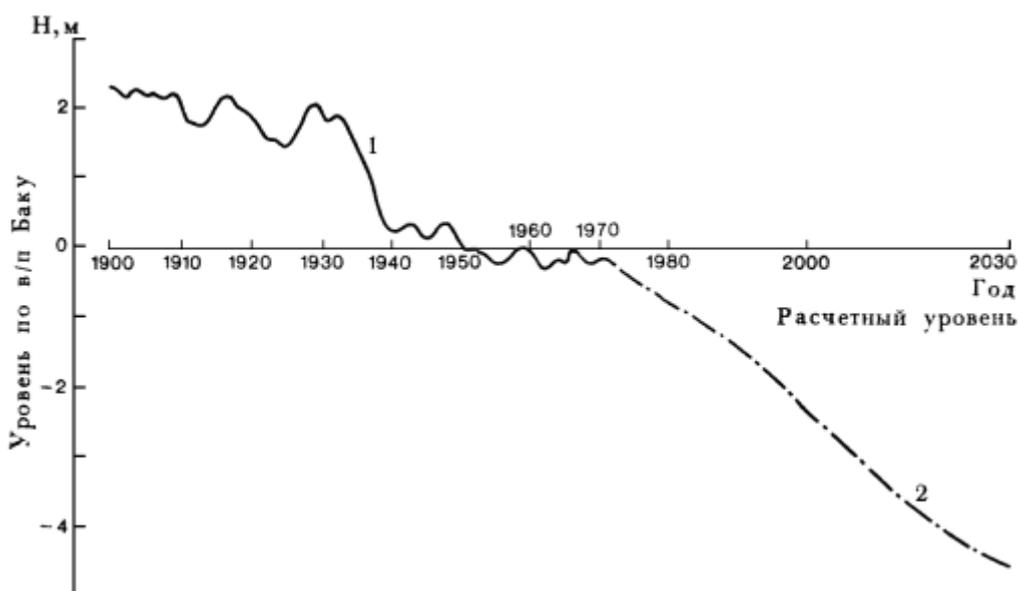


Рис. 7. Многолетние изменения уровня Каспийского моря (по данным в/п Баку) наблюденного (1) и рассчитанного (2)

Замкнутому Каспийскому морю свойственны значительные вековые, межгодовые и сезонные изменения уровня. Вековой ход уровня Каспия показан на рис. 7. Наивысшая отметка (–22,5 м) наблюдалась в начале XIX в., наинизшая (–28,7 м) — в 1973 г.

Столь значительные изменения положения уровня моря объясняются разными причинами. По современным представлениям главная из них — изменение крупномасштабных атмосферных процессов, протекающих над Евразией. Смещение путей циклонов к северу в связи с потеплением Арктики вызвало преобладание антициклональной погоды в холодную половину года в средних широтах и, в частности, почти во всем водосборном бассейне Каспийского моря. В связи с этим здесь уменьшилось количество зимних осадков, соответственно сократился сток Волги, что вызвало резкое падение уровня Каспия.

К естественному снижению стока добавилось его частичное изъятие для хозяйственных нужд, что еще несколько уменьшило приток речной воды в море и тем самым способствовало понижению уровня. Сезонные изменения уровня Каспия характеризуются максимумом в июне—августе, минимумом — в декабре—феврале. Они вызваны сезонными различиями составляющих водного баланса, главным образом речного стока. Время наступления и продолжительность весеннего пика половодья Волги в основном определяют наиболее высокое положение уровня в году. Осенне-зимняя межень обуславливает самое низкое стояние уровня за год.

В бесприливном Каспийском море хорошо выражены сгонно-нагонные колебания уровня. Они наиболее значительны и часто повторяются в северной части моря в ноябре—декабре. Под воздействием сильных продолжительных ветров нагонное повышение уровня в это время здесь может достигать 2—3 м, а сгонное понижение 1,5—2,0 м. В апреле, июле—августе сгонно-нагонные явления наиболее редки. В Среднем и Южном Каспии в 70—80% случаев наблюдаются нагоны 11—30 см, а сгоны — 6—25 см. Она также приурочены преимущественно к осенне-зимнему сезону.

В Каспийском море отмечаются и сейшеобразные колебания уровня, высота которых достигает 35 см, а период может изменяться от 8—10 мин до нескольких часов. Эти колебания уровня несут существенны. Главное место в природе Каспия принадлежит вековым и многолетним изменениям уровня.

Каспийское море ежегодно замерзает только в мелководной северной части. Глубокие районы Среднего и Южного Каспия всегда свободны ото льда. Начало льдообразования и границы распространения льдов определяются главным образом синоптическими процессами и в некоторой степени притоком тепла из средней части моря. При средних гидрометеорологических условиях образование льда начинается в крайних северо-восточных районах моря с середины ноября и распространяется от берега. К концу этого месяца лед покрывает прибрежную зону всего Северного Каспия, во второй декаде декабря льды появляются в его мористых районах, а во второй половине января вся северная часть оказывается покрытой льдом.

В осенне-зимнее время в Северном Каспии наблюдаются припай и дрейфующие льды. Однако на протяжении этого сезона льды неустойчивы. При вторжениях теплого воздуха дрейфующий лед может частично таять, а в промежутке времени между датами первого появления льда и устойчивого льдообразования исчезать полностью. При затоках холодного воздуха идет усиленное льдообразование.

Средняя многолетняя толщина льдов в Северном Каспии изменяется от 25—30 до 60 см, в суровые зимы в отдельных районах может достигать 130 см, а наслоненных льдов — 2—3 м. При среднемноголетних гидрометеорологических условиях со второй половины февраля начинается разрушение льда, в первую очередь у западных берегов Среднего Каспия. Далее освобождаются ото льда открытые районы Северного Каспия и, наконец, его северо-восток. В конце марта — начале апреля море окончательно освобождается ото льда.

Несмотря на довольно короткое время существования льдов и Каспийском море, они существенно влияют на его гидрологические условия. Кромка льдов служит определенной фронтальной зоной, для которой характерна резкая горизонтальная изменчивость гидрометеорологических характеристик. Кроме того, в прикромочной зоне,

расположенной обычно в районе свала глубин, происходит опускание охлажденных поверхностных вод, которые далее сползают по склонам в глубокие слои, усиливая зимнюю вертикальную циркуляцию.

Гидрохимические условия. Основные гидрохимические особенности проявляются в величинах и распределении основных составляющих химического состава воды (биогенные вещества, кислород, щелочность и др.). Среднегодовая концентрация фосфатов в Северном Каспии изменяется в пределах от 4,5 до 6,6 мкг/л. До зарегулирования Волги она была примерно вдвое выше. Наибольшие величины фосфатов отмечаются в осенне-зимний сезон, наименьшие — летом во время массового развития фитопланктона. Содержание нитратов и нитритов в Северном Каспии невелико: от десятых долей до нескольких микрограммов на литр. Их больше в западной части Северного Каспия, где в основном распространяются волжские воды, и очень мало на востоке. В Среднем и Южном Каспии концентрация кремния может варьировать от 100 до 3000 мкг/л. С глубиной количество кремния увеличивается.

Количество растворенного кислорода в каспийских водах характеризуется довольно высокими показателями. Его наибольшее содержание (8,5—9,5 иногда 10 мл/л) наблюдается зимой в северной части моря благодаря низкой температуре воды и хорошему перемешиванию. В теплые сезоны с повышением температуры воды и усилением биохимических процессов концентрация кислорода в морских водах уменьшается. В Среднем Каспии зимой содержание кислорода на поверхности 7,5—8,5 мл/л, бывает и больше. В южной части моря, где температура воды в это время несколько выше, оно равно 7,0—7,5 мл/л. Летом распределение этого газа на поверхности Среднего и Южного Каспия довольно равномерное и его количество характеризуется величинами 5,0—6,0 мл/л.

Хозяйственное использование. Природные особенности Каспийского моря во многом определяют его широкое хозяйственное использование. На Каспии высоко развито рыбное хозяйство, причем не только рыболовство, но и рыбоводство, за счет которого увеличивается выход товарной продукции наиболее ценных видов рыбы — осетровых.

На базе погребенных рассолов Кара-Богаз-Гола действует крупное химическое объединение «Карабогазсульфат». В г. Шевченко работает самый крупный в стране промышленный опреснитель морской воды.

В районе Апшерона и Челекена разрабатываются подводные месторождения высококачественной нефти. Транспортный флот Каспийского моря перевозит грузы не только в Каспии, но и далеко за его пределами. Новые суда типа «река—море» и каналы на Волге, Дону и других реках связали каспийские порты с портами других морей. Паромная переправа Баку—Красноводск намного сократила железнодорожный путь из Закавказья в Среднюю Азию. Таким образом, Каспийское море играет заметную роль в экономике всей нашей страны.

За последнее десятилетие Каспийское море стало одним из наиболее изученных морей СССР, но вместе с тем оно имеет еще немало нерешенных проблем. Они входят в крупные комплексные народнохозяйственные проблемы, например, стабилизация уровня моря, частичная переброска стока северных рек на юг, рациональное использование водохозяйственных ресурсов рек Каспийского бассейна и т. п.

Вместе с тем имеются серьезные проблемы собственно Каспийского моря. К важнейшим из них следует отнести исследование мелкомасштабной структуры вод с помощью новейшей аппаратуры. Изучение изменчивости океанологических характеристик разных масштабов, уточнение количественных показателей и механизма водообмена между различными частями моря на основе инструментальных измерений течений, более детальное выяснение роли фронтальной зоны у кромки льдов в гидрометеорологических процессах в море и в атмосфере над ним, рассмотрение особенностей гидрологических условий у южных берегов моря и в других малоизученных районах. Углубленное изучение гидрометеорологических особенностей отдельных

районов важно для развития марикультуры в море, что в свою очередь стало актуальной научной проблемой современности.

## Азовское море

Основные физико-географические черты. Расположенное на южной окраине Русской равнины Азовское море целиком находится в пределах нашей страны между параллелями  $47^{\circ}17'$  и  $45^{\circ}16'$  с. ш. и меридианами  $33^{\circ}36'$  и  $39^{\circ}21'$  в. д. и почти со всех сторон окружено сушей. На юге узкий и мелкий Керченский пролив соединяет его с Черным морем. Граница между этими морями проходит в Керченском проливе по линии м. Такиль — м. Панагия.

Глубоко взрезанное в сушу Азовское море относится к типу внутренних морей, но это не замкнутое, а связанное с Мировым океаном морской бассейн. Оно имеет сравнительно простые очертания, относительно однообразные берега и довольно несложный рельеф дна. Это наглядно показывает обзорная карта, из которой видно, что море преимущественно окружают абразионные, измененные морем берега, но распространены и аккумулятивные береговые формы (рис. 8). Отмелое побережье переходит в ровное и плоское дно. Глубины медленно и плавно увеличиваются по мере удаления от берегов. Подводные продолжения кос образуют песчаные мели. Самые большие глубины находятся в центральной части моря.

Азовское море — самое мелкое море на Земле. Его мелководность — существенная географическая черта, которая влияет на гидрологические условия моря, предопределяя малую термическую и динамическую инерцию вод этого моря. На дне Азовского моря иногда проявляется действие грязевых вулканов.

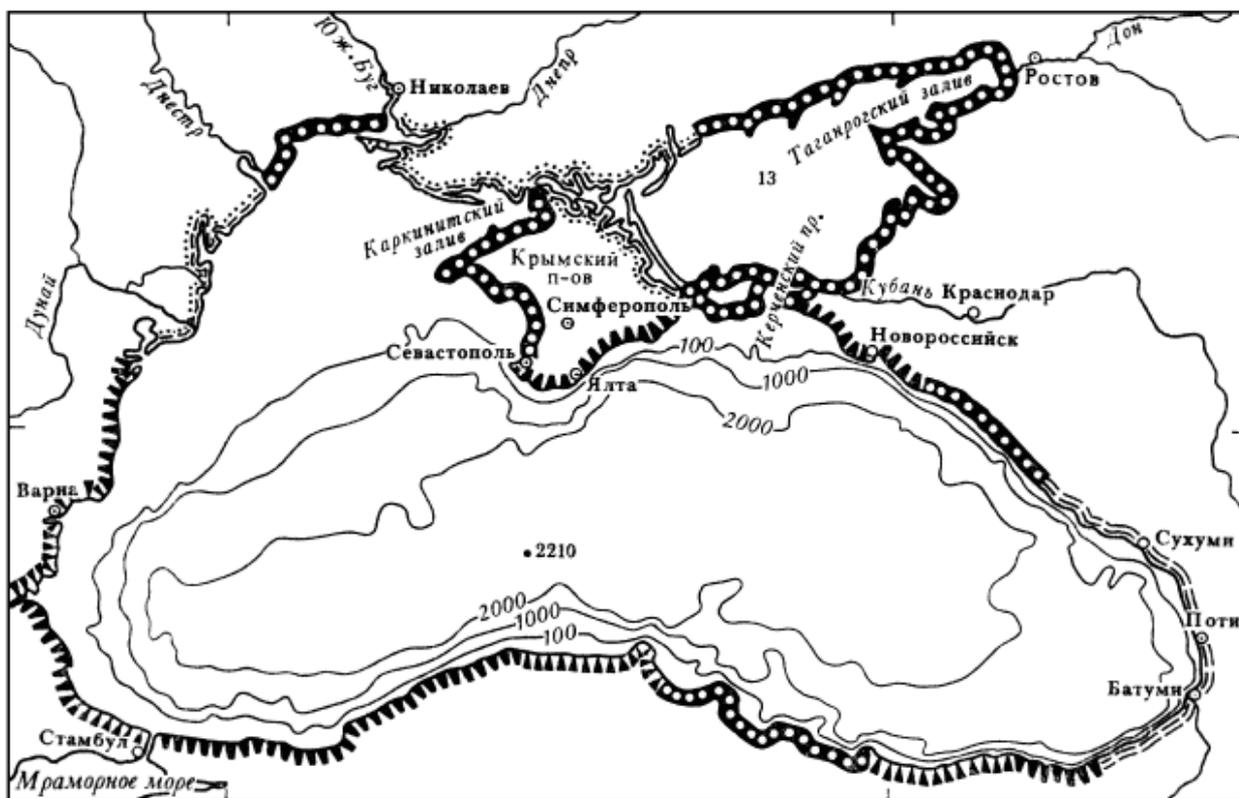


Рис. 8. Типы берегов и рельеф дна Азовского и Черного морей.

Азовское море — самое маленькое на нашей планете, о чем свидетельствуют его основные морфометрические характеристики. Площадь 39,1 тыс. км<sup>2</sup>, объем 290 км<sup>3</sup>,

наибольшая глубина 13 м средняя глубина около 7,4 м. Азовское море иногда называют заливом Черного моря, но по существу это самостоятельное море.

Столь небольшое и мелкое Азовское море глубоко врезано в сушу в умеренных широтах, поэтому его климату свойственны континентальные черты. Под влиянием местных физико-географических условий они более заметно выражены в северной части моря для которой характерны холодная зима, сухое и жаркое лето, тогда как в южных районах моря эти сезоны более мягкие и влажные.

Сезонные особенности погоды на Азовском море формируются под влиянием крупномасштабных синоптических процессов и проявляются в величинах основных метеоэлементов. В осенне-зимнее время на Азовское море воздействует отрог Сибирского антициклона. Он обуславливает ярко выраженное преобладание северо-восточных и восточных ветров со средней скоростью 4—7 м/с. Усиление интенсивности этого отрога вызывает сильные до штормовых ветры (15 м/с и более), сопровождающиеся резким похолоданием. При среднемесячной январской температуре воздуха  $-2—5^{\circ}$ , во время северных и северо-восточных штормов ее величины понижаются до  $-25—27^{\circ}$ .

В весенне-летнее время на Азовское море воздействует отрог Азорского максимума. Ветры неустойчивы по направлению и имеют незначительные скорости (3—5 м/с). Часто наблюдаются полные штили. Летом воздух над морем прогревается очень сильно. В июле среднемесячная температура воздуха по всему морю равна  $23—25^{\circ}$ . В этот сезон, особенно весной, над морем довольно часто проходят средиземноморские циклоны. Они сопровождаются юго-западными и западными ветрами, со скоростью 4—6 м/с, а иногда шквалами. Прохождение атмосферных фронтов вызывает грозы и кратковременные ливни. В целом же в весенне-летний сезон здесь преобладает маловетренная, безоблачная и теплая погода.

В Азовское море впадают две крупные реки — Дон и Кубань, а также около 20 небольших речек, значительная часть которых стекает с северного берега. Общее количество речных вод, поступающих в Азовское море, определяется суммарным стоком Дона и Кубани, так как сток малых рек близок к потерям воды на испарение и транспирацию в устьях Дона и Кубани. Средняя многолетняя величина материкового стока за 1923—1940, 1946—1970 гг. равна  $36,7 \text{ км}^3$ . Его максимум ( $61,5 \text{ км}^3$ ) наблюдался в 1932 г., а минимум ( $20,4 \text{ км}^3$ ) — в 1950 г. Речной сток поступает в море неравномерно в пространстве и во времени. Наибольшее количество (свыше 60%) воды приносит Дон в Таганрогский залив, т. е. крайнюю северо-восточную часть. Кубань, дающая морю приторно 30% речной воды, впадает в юго-восточный угол. Следовательно, практически вся речная вода вливается в восточную половину моря, тогда как на остальных пространствах материковый сток отсутствует. Подавляющая часть берегового стока приходится на весенне-летний сезон. Однако после зарегулирования Дона и Кубани количественно изменилось сезонное распределение стока. Если до этого на весну приходилось более 60% годового стока, а на лето всего 15%, то после строительства гидроузлов на реках доля весеннего стока уменьшилась до 40%, а летнего увеличилась до 20%. Стал выше осенний и зимний сток. Сезонные изменения стока более заметно сказались на Дону, чем на Кубани.

Подавляющая часть обмена водами Азовского моря происходит через Керченский пролив с Черным морем. По среднемноголетним данным, из Азовского моря ежегодно вытекает  $49,2 \text{ км}^3$  воды, а в него поступает  $33,8 \text{ км}^3$  черноморской воды в год. Результирующий сток воды из Азовского моря в Черное в среднем многолетнем значении равен  $15,5 \text{ км}^3/\text{год}$ . Вместе с тем существует прямая связь между наиболее изменчивой во времени величиной речного стока и водообменом через Керченский пролив. При уменьшении речного стока уменьшается сток азовской воды и увеличивается приток воды из Черного моря в Азовское. Водообмен между Азовским морем и Сивашом через пролив Тонкий в среднем за год характеризуется стоком азовских вод в Сиваш, равным около  $1,5 \text{ км}^3$ , и притоком вод из этого залива в море, достигающим примерно  $0,3 \text{ км}^3$ .

В целом за многолетний отрезок времени приходная и расходная части водного баланса моря равны между собой. Наибольшую долю приходной части образуют материковый сток (43%) и приток воды из Черного моря (40%). В расходной части преобладают сток азовской воды в Черное море (58%) и испарение с поверхности (40%).

Гидрологическая характеристика. Интенсивный радиационный прогрев мелководного Азовского моря в теплое время года обуславливает высокую температуру его поверхностных вод. Обычно от конца весны и до осени средняя месячная температура воды выше температуры воздуха. Многолетняя среднегодовая температура воды на поверхности моря равна  $11^{\circ}$ , а ее межгодовые колебания около  $1^{\circ}$ .

Значительно более резко выражены изменения величины поверхностной температуры воды от сезона к сезону. Зимой (январь—февраль) она имеет нулевые или близкие к ним отрицательные значения почти во всем море. Лишь в его южной части и у Керченского пролива температура воды на поверхности положительна ( $+1—3^{\circ}$ ), но и здесь в суровые зимы она может кратковременно понижаться до отрицательных величин ( $-0,1—0,3^{\circ}$ ).

Летом (июль—август) почти по всему морю устанавливается довольно однородная поверхностная температура, равная  $+24—25^{\circ}$  (рис. 9, а). Ее максимальные величины ( $+32,0—32,5^{\circ}$ ) наблюдаются у самых берегов. В открытом море они не превышают  $+28,0—28,5^{\circ}$ . Распределение температуры по вертикали в мелком Азовском море неодинаково от сезона к сезону и изменчиво на протяжении каждого из них. Поздней осенью и зимой (октябрь—февраль) она повышается с глубиной. Различие величин поверхностной и придонной температуры обычно не превышает  $1^{\circ}$ , но в холодные зимы иногда может достигать  $5—7^{\circ}$ .

Весной и летом (март—август) температура воды понижается от поверхности ко дну примерно на  $1^{\circ}$ . За последние годы в связи с увеличением притока более соленых черноморских вод повысилась вертикальная устойчивость в Азовском море, поэтому здесь стал затрудненным турбулентный обмен между слоями и, как следствие этого, обострилась вертикальная температурная стратификация. Она выражена главным образом в открытых районах моря и меньше у берегов. Увеличение устойчивости в море заметно снизило изменчивость вертикального распределения температуры воды, обусловленную в весенне-летнее время в основном воздействием ветра, перемешивавшим слабо стратифицированные азовские воды. В сложившихся условиях лишь редкие в это время сильные ветры могут перераспределить температуру от поверхности до дна.

Осенью (в сентябре) совместное влияние охлаждения и ветра выравнивает температуру воды по вертикали до гомотермии, но она наблюдается кратковременно. Средняя многолетняя соленость Азовского моря за 1923—1951 гг. была равна  $10,9\text{‰}$ , за 1952—1970 гг. она увеличилась до  $11,8\text{‰}$  и к 1976 г. достигла величины  $13,8\text{‰}$ . Столь значительный рост солености в течение сравнительно небольшого отрезка времени, вызванный антропогенным сокращением речного стока, которое в последние годы совпало с климатообусловленной депрессией увлажненности всего водосборного бассейна, и усилением притока черноморских вод — наиболее существенная природная особенность Азовского моря. Осолонение моря в большой степени влияет на его гидрологические, гидрохимические и биологические процессы. Пространственное распределение солености до начала ее резкого и постоянного увеличения и в настоящее время показано на рис. 9, б и в, из которого видно, что еще 25—35 лет тому назад в Азовском море была довольно однородная соленость, изменявшаяся от  $10,0\text{‰}$  в районе Керченского пролива. Ее горизонтальные градиенты были хорошо выражены лишь в Таганрогском заливе. Ныне в море преобладает соленость  $13,0—14,0\text{‰}$ , а пространственная изменчивость ее величин отчетливо прослеживается не только в Таганрогском заливе, но и в западной и северной частях моря. Конечно, под влиянием основных изменчивых во времени и пространстве факторов (речной сток, поступление черноморских вод, осадки и т. п.) величины и конфигурация изогалин неодинаковы от

года к году, однако приведенная карта отражает главные черты современного распределения солености в Азовском море.

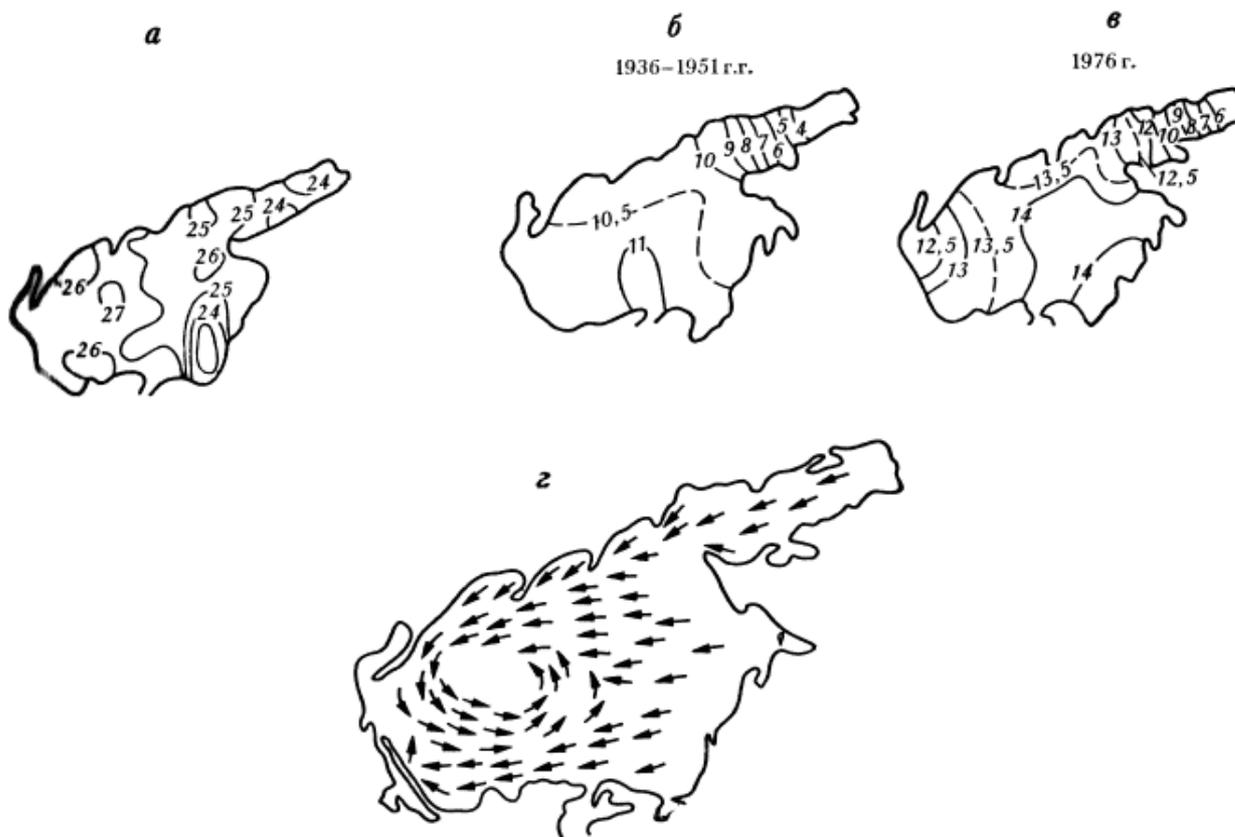


Рис. 9. Распределение температуры (а), солености воды на поверхности моря за 1936—1951 гг. (б), в 1976 г. (в) и результирующие поверхностные течения (г)

В течение года хорошо прослеживается сезонный ход солености. Зимой в связи с малым речным стоком и льдообразованием она несколько повышена. Весной и в первой половине лета увеличение притока речных вод немного уменьшает соленость. Летом после спада паводка поверхностные воды моря становятся несколько более солеными (рис. 9, б). Однако сезонные колебания солености редко достигают 1,0‰ и по величинам неодинаковы в разных районах моря. Они наиболее значительны в Таганрогском заливе, где еще довольно велико влияние стока Дона, менее ощутимы на пространствах, прилегающих к Керченскому проливу, и совсем малы в центральной части Азовского моря.

Распределение солености по вертикали до и в первые годы прогрессирующего осолонения моря почти повсеместно характеризовалось ее некоторым увеличением (примерно на 0,02—0,05‰) от поверхности до дна. Более заметные вертикальные градиенты солености наблюдались обычно осенью в предпроливном районе, где у дна располагаются относительно высокосоленные черноморские воды. Некоторое расслоение вод по солености ощущалось тогда сравнительно короткое время и в довольно ограниченном районе.

В последние годы при общем сокращении речного стока увеличилось поступление черноморских вод, которые занимают значительные пространства в придонных слоях Азовского моря, а влияние этих вод прослеживается даже в мористой части Таганрогского залива. Адвекция вод из Черного моря увеличила различие солености между поверхностными и придонными водами. В настоящее время величины солености увеличиваются от поверхности до дна на 0,10—0,15‰ почти по всему морю, в большей степени на востоке, в меньшей — на западе. Изменения солености по вертикали в

открытых районах ярче выражены осенью и зимой. В Таганрогском заливе вертикальное расслоение вод по солености стало заметно проявляться весной и в начале лета при прохождении паводка.

В настоящее время в связи с общим осолонением моря увеличилась плотность его вод. Характер сезонных изменений и пространственного распределения ее величин в общих чертах остался прежним, но несколько иными стали количественные показатели. Более ощутимо изменился вертикальный ход плотности. Почти повсеместно увеличились ее различия между поверхностными и придонными водами. Это особенно заметно в восточной части моря и в прикерченском районе. Двухслойная структура стала довольно отчетливо проявляться в Таганрогском заливе. Для современного Азовского моря характерно расслоение вод по плотности.

В условиях, близких к вертикальной плотностной однородности вод, в Азовском море было хорошо развито ветровое перемешивание. Сильные ветры (более 15 м/с), особенно частые в холодные сезоны, но наблюдавшиеся и летом, обычно перемешивали воды от поверхности до дна, тем самым осуществлялась аэрация придонных слоев. Увеличение плотности привело к ослаблению ветрового перемешивания в море, которое не всегда и не везде преодолевает вертикальную устойчивость азовских вод, поэтому застойные явления у дна стали отмечаться часто и на значительных пространствах Азовского моря.

В мелком солоноватом Азовском море конвективное перемешивание определяется осенним охлаждением поверхностной воды до температуры ее наибольшей плотности ( $\approx +1,6^\circ$ ) и весенним прогревом до этой же температуры. Зимой осолонение при льдообразовании усиливает конвекцию, которая проникает до дна в суровые зимы. В мягкие и средние зимы развитие конвективного перемешивания зависит от величин вертикальной устойчивости.

В небольшом по площади и по объему Азовском море не наблюдаются существенные различия вод по термохалинным показателям, поэтому водные массы в их обычном океанологическом понимании здесь практически не выделяются. В прикерченском и присивашском районах происходит смешение поступающих черноморских и азовских вод, поэтому заметные различия по химическому составу и по термохалинной структуре не прослеживаются. В Таганрогском заливе встречаются два типа вод: хлоридно-натриевая морская и гидрокарбонатно-кальциевая речная. Границей между «солоноватыми» морскими водами и «пресными» речными служит изогалина 2,0‰, так как в этой области резко изменяется состав основных солеобразующих ионов.

Горизонтальное движение воды во всей толще мелкого Азовского моря обусловлено главным образом ветром. Он вызывает чисто дрейфовые течения и создает повышение уровня у берегов, в результате чего возникают компенсационные потоки. В предустьевых районах Дона и Кубани прослеживаются стоковые течения. Результирующий перенос вод, слагающийся из разнонаправленных смещений, в общем образует круговорот, направленный против часовой стрелки (рис. 9, г). Он хорошо выражен при ветрах со скоростью 5 м/с и более. При маловетрии картина течений довольно неопределенная. Характерная черта течений моря — их большая изменчивость по направлению и скорости. После начала ветра в скором времени возникают ветровые течения, а несколько позднее и компенсационные. С прекращением ветра течения быстро затухают.

В бесприливном Азовском море волновые движения проявляются прежде всего в виде ветрового волнения. Оно развивается быстро и примерно через 2 ч после возникновения ветра достигает установившегося состояния. В открытом море, как правило, образуются короткие и очень крутые волны. Они быстро затухают после прекращения ветра. Зыбь в открытом море почти не наблюдается. В холодную часть года господствующие северо-восточные и восточные ветры вызывают волнение большой силы, при котором высота волн в открытом море достигает 2,1 м, а иногда и 3,0 м. При западных и юго-западных ветрах формируются крупные волны высотой 1,5 м и более по всей акватории моря.

В отличие от замкнутых морей уровень Азовского моря не испытывает существенных вековых колебаний. Межгодовые изменения среднего уровня моря исчисляются сантиметрами и связаны они с колебаниями общего количества воды (водности) этого моря. Последнее, в свою очередь, определяется водным балансом моря, из составляющих которого наиболее значительным до последних 10—15 лет был речной сток, а в настоящее время стал водообмен через Керченский пролив. Анализ длительного ряда величин средних годовых уровней обнаруживает значительные периоды их повышенных и пониженных стояний. Под влиянием стока Дона максимум среднего уровня наблюдается в северной и восточной частях моря в мае. После зарегулирования стока этой реки в районе от Таганрога до Керчи стало прослеживаться повышение уровня в феврале, связанное с режимом сброса вод из Цимлянского водохранилища. Сток Кубани из-за его малой величины и растянутости половодья во времени почти не сказывается на положении среднего уровня моря.

Воздействие водообмена через Керченский пролив на средний уровень прослеживается в основном в южных и западных районах моря в холодные сезоны. В это время сильные юго-западные ветры увеличивают приток черноморских вод в Азовское море, что приводит к некоторому повышению уровня в его упомянутых районах. При северо-восточных ветрах усиливается сток азовской воды в Черное море и соответственно понижается уровень на юге и западе Азовского моря. В целом же годовой ход уровня характеризуется его повышением в весенне-летние месяцы и понижением осенью (наиболее значительным) и зимой. В Азовском море хорошо выражены непериодические сгонно-нагонные колебания уровня, которые наиболее часто происходят осенью и зимой, несколько реже весной. Величины сгонно-нагонных колебаний уровня неодинаковы в разных районах моря. Они наиболее значительны в Таганроге, где в 1960 г. наблюдалась рекордная для всего моря величина колебания уровня, равная 5,8 м. В западной части моря (Геничеськ) отмечаются колебания уровня 3,0—3,5 м, на северо-востоке (Жданов) — 2,0—2,5 м, в Керченском проливе — порядка 1,0 м. В Азовском море хорошо выражены и одноузловые сейши с суточным периодом. Их узловая линия проходит с северо-запада на юго-восток от Бердянской косы к м. Агуевскому. По обе стороны от узловой линии фазы колебаний сдвинуты относительно друг друга на 180°, причем на востоке наивысший уровень наблюдается около полуночи, а наинизший — около полудня.

На Азовском море ежегодно образуются льды. Однако быстрая и частая смена зимней погоды влечет за собой крайнюю неустойчивость ледовых условий. В течение зимы лед может появляться и исчезать, превращаться из неподвижного в дрейфующий и обратно.

Замерзание моря обычно начинается с Таганрогского залива, где лед в средние по суровости зимы появляется в конце ноября. В первой декаде декабря лед образуется в северо-восточной и северо-западной частях моря, а в середине января — в его юго-западном и южном районах. В отдельные годы сроки льдообразования значительно смещаются во времени. В ледовый сезон в море распространены преимущественно дрейфующие льды. Припай образует полосу шириной от 1,0 мили на юго-востоке моря до 3—4 миль на севере и востоке, а в Таганрогском заливе и некоторых лиманах он более широкий. Максимального развития и наибольшей толщины (в средние зимы 20—60 см, а в суровые 80—90 см) лед достигает в феврале. По среднемноголетним данным льды занимают 29% общей площади моря. Движение дрейфующих льдов часто сопровождается сжатием и торошением, поэтому льды Азовского моря отличаются большой торосистостью. В середине февраля лед начинает ослабевать, и в среднем во второй половине этого месяца припай вскрывается в южной части моря, в северной — в первой декаде марта и в Таганрогском заливе — в середине марта. Окончательное очищение моря от льда происходит в марте—апреле.

Гидрохимические условия. При естественном режиме рек в море поступало значительно больше, чем теперь, взвешенных и меньше растворенных биогенных веществ, так как большое количество взвесей стало оседать в Цимлянском

водохранилище. До 1952 г. с весенним паводком в Таганрогский залив вносилось 70—80% годового биогенного стока, немалая часть которого распространялась в собственно Азовском море. Вследствие уменьшения весеннего паводка и содержания в нем питательных солей они теперь полностью потребляются в Таганрогском заливе. Сокращение выноса в море биогенных соединений привело к снижению биомассы фитопланктона и, как следствие, к уменьшению химической кормности Азовского моря.

Годовой ход количества растворенного в воде кислорода в общих чертах до и после зарегулирования речного стока не изменился. Высокое содержание кислорода обычно наблюдается осенью зимой. Это объясняется значительным поступлением кислорода атмосферы, связанным с его повышенной растворимостью при относительно низкой температуре воды, довольно активным фотосинтезом, производимым холодолюбивыми видами планктона, и вместе с тем низким потреблением кислорода живыми организмами.

Хозяйственное использование. Географическое положение и природные условия Азовского моря определяют развитие хозяйственной деятельности на нем. До 50-х годов это был один из основных рыбопромысловых водоемов страны, поставлявший ценные виды рыбы и рыбной продукции пищевого направления. В последние 25 лет его роль в рыболовстве страны снизилась, уловы сократились. В настоящее время на Азовском море усилились рыбоводные мероприятия, что открыло пути восстановлению его рыбных богатств, главным образом осетровых.

Геологической разведкой установлены запасы нефти под морским дном. В связи с этим проводится поисковое бурение на нефть, которая в перспективе может быть использована для промышленной разработки.

С давних времен Азовское море стало транспортной артерией страны. В настоящее время эта отрасль хозяйства получила широкое развитие. В море осуществляются не только каботажные перевозки (они преобладают), но и проходят международные судоходные пути. Море связывает внутренние районы Советского Союза с зарубежными странами. Благоприятные климатические условия позволяют использовать Азовское побережье в рекреационных целях. Сотни здравниц раскинулись на его берегах.

Несмотря на довольно хорошую изученность Азовского моря, в настоящее время существует еще немало проблем его исследования. Главная из них — прогноз будущего облика природы моря в условиях дальнейшего снижения речного стока и на этой основе разработка эффективных мероприятий по сохранению оптимального режима моря. Определяющую роль в природных процессах в море играет соленость, поэтому основное звено комплексной проблемы — изучение режима солености и выбор путей предотвращения прогрессирующего осолонения моря, в частности всесторонняя оценка эффективности воздействия проектируемого Керченского гидроузла на весь комплекс природных условий Азовского моря. В качестве одного из путей изучения Азовского моря намечается и осуществляется разработка экономико-экологической модели этого водоема, которая связывает все элементы природы и хозяйства моря и тем самым способствует решению комплексной проблемы этого водоема.

## Черное море

Основные физико-географические черты. Значительно вытянутое по широте и суженное по середине Черное море лежит между параллелями 46°38' и 40°54' с. ш. и меридианами 27°21' и 41°47' в. д. и почти полностью окружено сушей, но не изолировано от Мирового океана. На юго-западе оно через проливы Босфор и Дарданеллы имеет выход в Мраморное море (граница между Черным и Мраморным морями проходит по линии м. Румели — Анатолу) и далее в Средиземное море Атлантического океана. Керченский пролив соединяет Черное и Азовское моря, границей между которыми служит линия от м. Такиль до м. Панагия. Глубоко врезанное в сушу Черное море относится к внутренним морям.

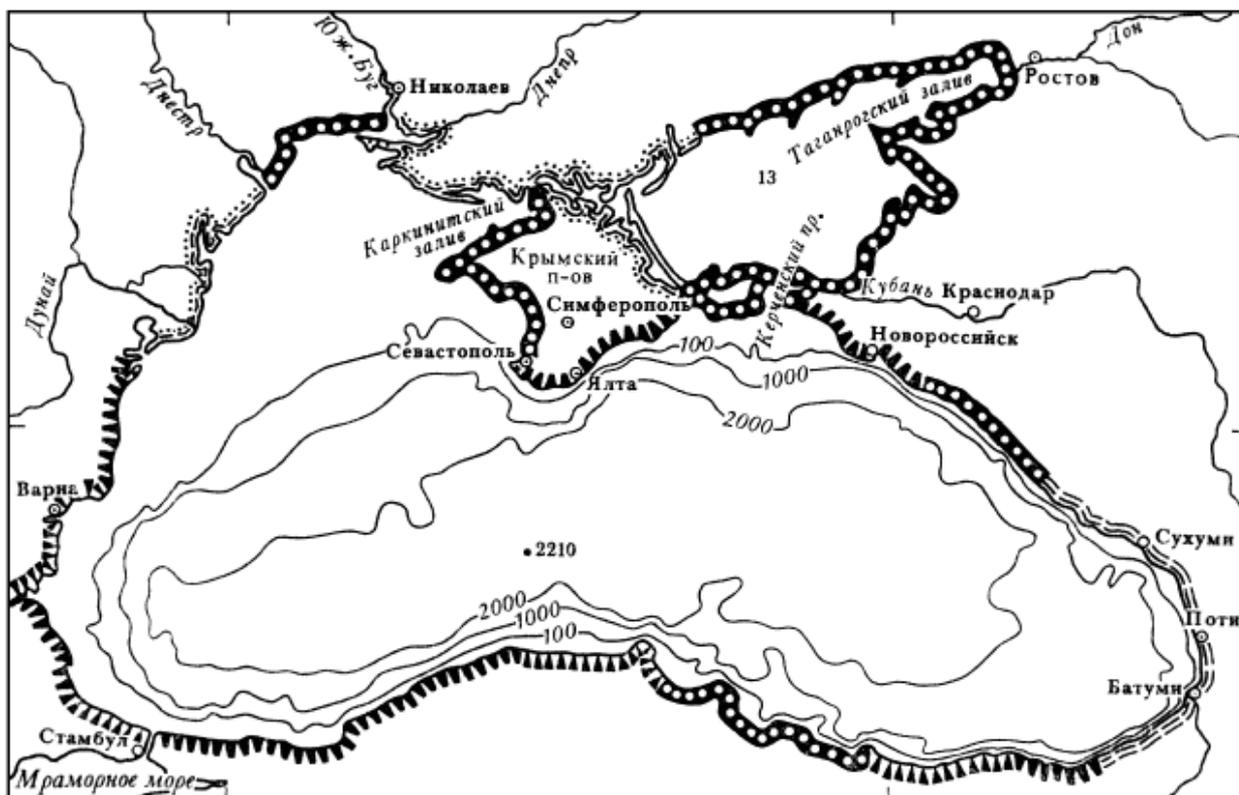


Рис. 8\*. Типы берегов и рельеф дна Азовского и Черного морей.

Побережье современного Черного моря довольно разнообразно и представлено различными геоморфологическими типами берегов. Они показаны на карте (см. рис. 8), из которой видно, что море окружают преимущественно абразионные, измененные морем берега. Значительно реже встречаются их аккумулятивные формы. При довольно большом разнообразии береговых форм подводная часть черноморской котловины выглядит сравнительно однообразно. Ее главная морфологическая особенность — сочетание обширной и довольно глубокой впадины с преимущественно крутыми склонами и значительного по площади мелководья в северо-западной части, которое по существу представляет собой самый большой по размерам шельф Черного моря. Из приведенной карты видно также, что сравнительно широкая полоса малых глубин простирается у западного побережья и в Керченско-Таманском районе. На подавляющей части моря большие глубины находятся вблизи берегов, местами подступая к ним почти вплотную.

В современных границах оно характеризуется следующими основными морфометрическими показателями: площадь 422 тыс. км<sup>2</sup>, объем 555 тыс. км<sup>3</sup>, средняя глубина 1315 м, наибольшая глубина — 2210 м (43°17' с. ш., 33°28' в. д.).

Внутриматериковое положение, вытянутость вдоль параллели при небольшой разности широт северного и южного побережий, относительно малая площадь водного зеркала определяют в общем однородные климатические условия на Черном море. Основные черты климата моря в целом формируются под влиянием макроциркуляционных процессов, протекающих в средиземноморском климатическом регионе. Вместе с тем местные особенности, главным образом орография и своеобразие очертаний некоторых участков побережья, создают заметные климатические отличия одних районов Черного моря от других. На большей части пространств черноморский климат сходен со средиземноморским (теплая влажная зима, жаркое и сухое лето). Его юго-восточная часть, защищенная горами, характеризуется климатом влажных субтропиков (обилие осадков, теплая зима и жаркое лето).

Основные сезонные особенности погоды в средиземноморском климатическом регионе, и в частности над Черным морем, определяются взаимодействием Сибирского и Азорского максимумов, Азиатского минимума (Переднеазиатской депрессии) и Средиземноморского зимнего циклона, название которого обусловлено активизацией здесь циклонической деятельности зимой и ее ослаблением летом. Зимой синоптическая обстановка обуславливает преобладание почти над всем морем северо-восточных ветров со средней месячной скоростью 7—8 м/с. Только в юго-восточной части моря дуют преимущественно восточные ветры, среднемесячная скорость которых 5—7 м/с.

Развитие сильных (более 10 м/с) и особенно штормовых ветров связано главным образом с прохождением циклонов над морем. В общем температура воздуха зимой понижается от открытого моря к берегам до  $-2^{\circ}$  на северо-западе,  $0^{\circ}$  на северо-востоке и до  $+4—5^{\circ}$  на юго-востоке. Минимальная температура воздуха над открытым морем редко бывает ниже  $0^{\circ}$ , но в северо-западной части она достигает  $-4—5^{\circ}$ .

Под влиянием особенностей крупномасштабного распределения давления (отрог Азорского максимума и положение Азиатского минимума) летом над всем морем преобладают северо-западные ветры. Их средняя скорость над открытым морем равна 3—5 м/с, а над побережьем — 2—5 м/с. Скорость ветра уменьшается в общем с запада на восток. Сильные, в особенности штормовые ветры летом наблюдаются редко. Они возникают при прохождении циклонов. Поле температуры воздуха над морем и это время года довольно однородно. Средняя месячная температура воздуха в августе изменяется от  $22^{\circ}$  на северо-западе до  $23—24^{\circ}$  на западе и в центре и до  $24—25^{\circ}$  на востоке моря.

Многочисленные реки, впадающие в Черное море, вливают в него за год около  $346 \text{ км}^3$  пресной воды. Наибольший сток дает Дунай (по средним многолетним данным около  $201 \text{ км}^3/\text{год}$ ), Днепр дает примерно  $52 \text{ км}^3/\text{год}$ , Днестр  $10 \text{ км}^3/\text{год}$ , Южный Буг несколько более  $2 \text{ км}^3/\text{год}$ , Инглу  $0,2 \text{ км}^3/\text{год}$ . Всего реки северо-западной части сбрасывают в море  $270 \text{ км}^3$  воды в год. Реки Крымского побережья дают около  $4 \text{ км}^3/\text{год}$ , а реки Кавказского побережья за это время приносят в море  $43 \text{ км}^3$ . Сток рек Турецкого побережья оценивается в  $25—26 \text{ км}^3/\text{год}$ , а рек Болгаро-Румынских берегов —  $3 \text{ км}^3/\text{год}$ . Из приведенных данных видно, что почти 80% суммарного речного стока поступает в северо-западную часть моря. Сравнительно много речной воды получает море вдоль Кавказских берегов.

Паводок рек Черноморского бассейна приходится на весну, поэтому в названный сезон в море поступает наибольшее количество пресной воды. Осенью отмечается минимальный сток. Кроме сезонных различий, материковому стоку свойствен и межгодовой ход. Он определяется изменчивостью от года к году стока наиболее водоносной реки — Дуная.

Гидрологическая характеристика. Хороший прогрев поверхности Черного моря обуславливает высокую среднюю температуру ( $8,9^{\circ}$ ) воды в нем. Зимой наиболее значительные изменения температуры от места к месту происходят в мелководном северо-западном районе. В самом холодном месяце (феврале) она изменяется здесь от  $-0,5—1,0^{\circ}$  у берегов до  $+7^{\circ}$  в открытой части. В области больших глубин температура воды на поверхности в это время года равна  $7—8^{\circ}$ , а в юго-восточном углу  $8,5^{\circ}$ .

Летом происходит дальнейшее повышение температуры поверхностного слоя воды по всей площади до  $25—26^{\circ}$ . Вместе с тем нарушается весеннее однообразие температуры. На карте видно, что она повышается с северо-запада на юго-восток (рис. 10). Это увеличение не так значительно, как зимой, и происходит оно более плавно.

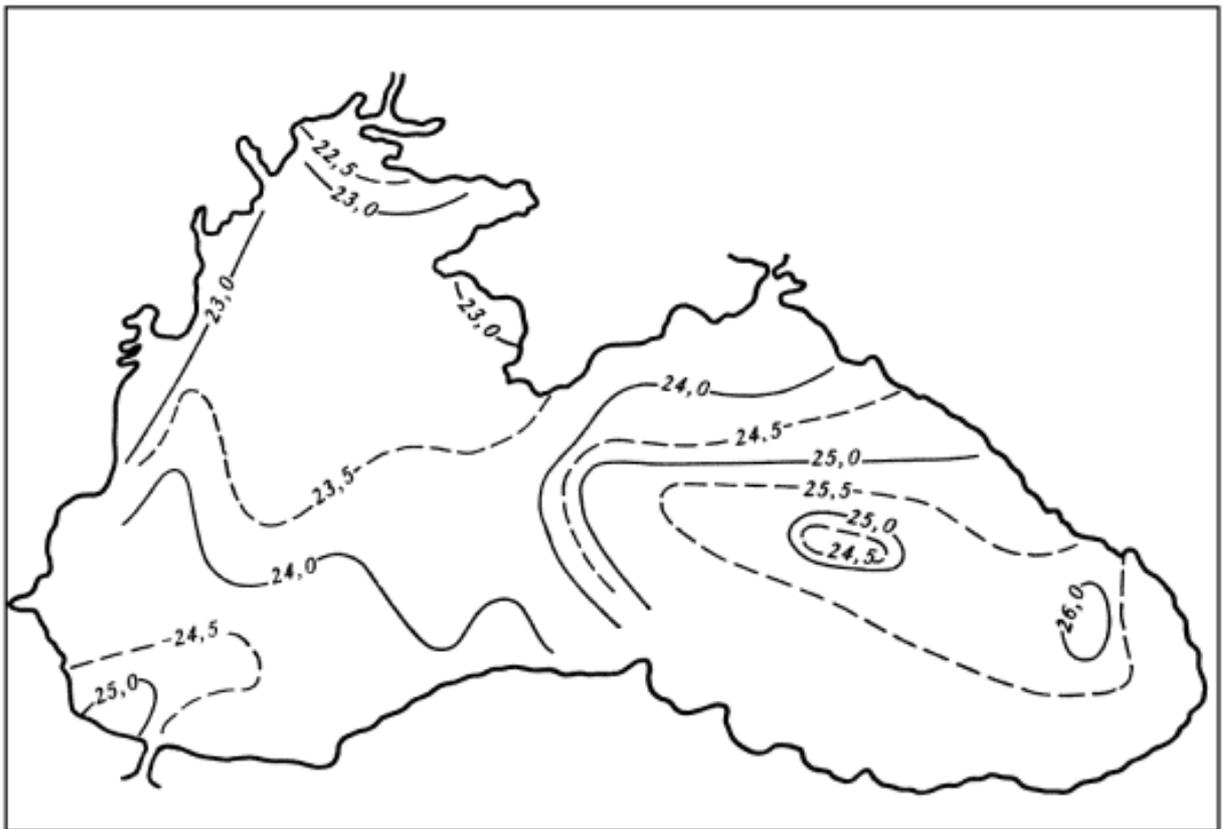


Рис. 10. Распределение температуры воды на поверхности Черного моря летом

Распределение температуры по вертикали для большей части года характеризуется ее наибольшими величинами на поверхности, некоторым понижением до горизонтов 60—75 м, откуда она очень медленно повышается с глубиной и у дна на глубинах 2000 м достигает  $9,2^{\circ}$ , что объясняется геотермическим притоком тепла от дна. На горизонтах 75—100 м располагается холодный промежуточный слой, вода которого в течение всего года обычно имеет температуру  $7—8^{\circ}$  в открытых районах моря. Сезонные изменения температуры воды проявляются до горизонтов 150—200 м, однако наиболее отчетливо они выражены в верхнем 50—60-метровом слое, а их степень во многом зависит от особенностей атмосферных процессов над морем.

Большой речной сток и поступление соленых мраморноморских вод обуславливают довольно высокую (21,90‰) среднюю соленость Черного моря. Однако соленость на его поверхности в среднем почти вдвое меньше солености поверхностных вод Мирового океана. В настоящее время сложилось относительное постоянство солевого бюджета Черного моря, что объясняется сбалансированными величинами поступления солей с нижнебосфорским течением и речным стоком и их выноса верхнебосфорским потоком.

Как видно из карты, распределение солености на поверхности моря характеризуется ее незначительным (от 17,5 до 18,3‰) увеличением с северо-запада к юго-востоку (рис. 11). Это объясняется уже упоминавшимся воздействием рек, впадающих в северо-западную часть моря. Пониженная до 5—10‰ соленость наблюдается также в узкой прибрежной полосе, вблизи устьев крупных рек. Небольшое опреснение у Керченского пролива и у восточного берега Крыма вызвано проникновением сюда менее соленых вод Азовского моря. Величины поверхностной солености изменяются по сезонам, что наиболее отчетливо проявляется в опресняемых районах. Зимой соленость несколько повышена в связи с уменьшением притока речных вод в море, в северо-западной части которого ее увеличению способствует осолонение при льдообразовании. Летом значительный речной сток и поступление азовской воды поддерживают распреснение, а морские течения распространяют его к востоку и юго-западному берегу Крыма.

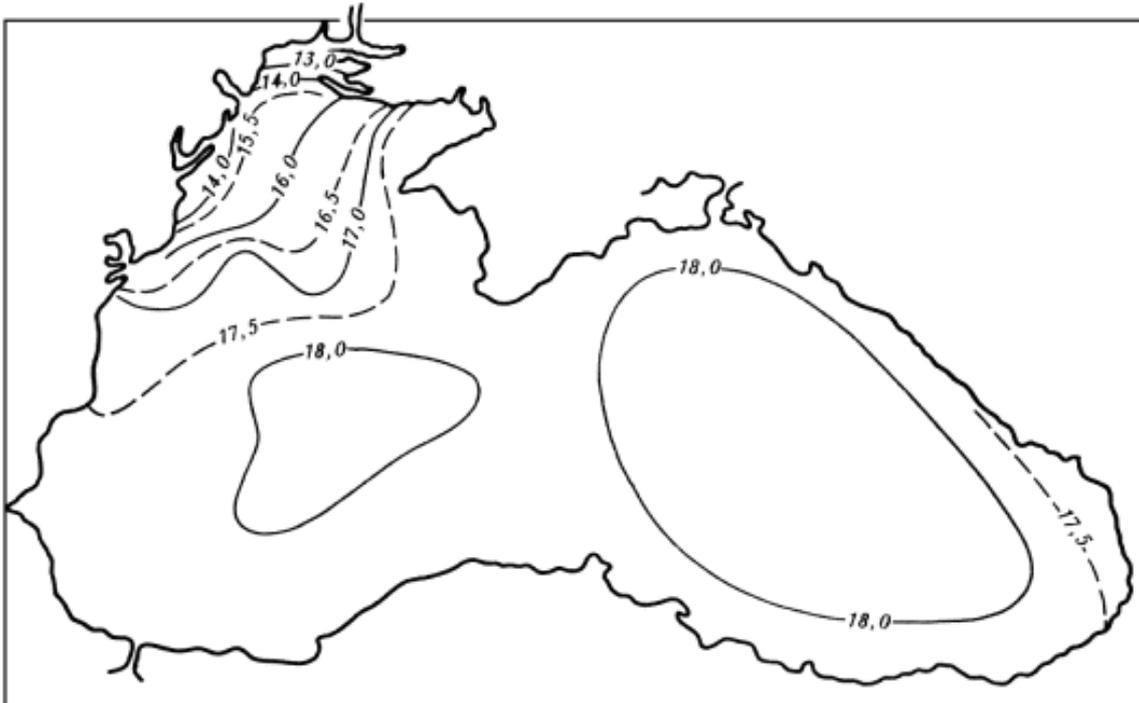


Рис. 11. Распределение солености на поверхности Черного моря летом

Соленость увеличивается с глубиной в открытой части моря от значений 17—18‰ на поверхности до 22,5‰ у дна. Важная особенность распределения солености по вертикали — существование постоянного во времени галоклина между горизонтами 100—150 м, в котором она увеличивается от 18,5 до 21,0‰. Значительные различия величин солености на разных горизонтах объясняются распресняющим влиянием речного стока, поступлением в глубинные слои моря соленых (34—35‰) мраморноморских вод и особенностями общей циркуляции вод Черного моря. Заметные сезонные изменения солености прослеживаются до горизонта 150 м в западной половине моря и до 100—120 м в восточной. Глубже вертикальный ход солености одинаков по всему морю.

Температура и соленость определяют величины и распределение плотности вод Черного моря. В открытых районах она несколько больше, чем в прибрежной зоне. Зимой и осенью вода на поверхности моря более плотная по сравнению с весной и летом. Плотность увеличивается с глубиной. Лишь у самого дна под влиянием некоторого нагревания воды за счет геотермического теплового потока плотность придонного слоя воды может быть несколько меньше, чем слоев, лежащих над ним. Осенью при сравнительно слабом расслоении поверхностных и нижележащих вод сильные продолжительные ветры перемешивают воды от поверхности до горизонтов 15—20 м. Дальнейшее углубление верхнего однородного слоя в течение поздней осени происходит за счет совместного конвективно-ветрового перемешивания. Весной и летом распресненные речным стоком поверхностные воды подстилают более соленые воды, что создает устойчивую стратификацию. Слабые ветры этих сезонов перемешивают только верхний 5—10-метровый слой, в котором наблюдается почти однородное распределение характеристик по вертикали.

В солоноватоводном Черном море, за исключением районов льдообразования, развитие конвективного перемешивания в основном определяется температурой наибольшей плотности воды данной солености. В связи с этим конвекцию в море вызывают осеннее охлаждение вод и их весенний прогрев до указанной температуры. Осенний процесс выражен значительно ярче, чем весенний, но и в холодные сезоны температура воды на поверхности в открытых районах обычно не бывает ниже 6—7°,

поэтому здесь развивается только термическая стадия плотностного перемешивания. Лишь в зоне льдообразования имеет место термохалинная конвекция. По данным Ю. А. Владимирцева (1963), глубина распространения зимней вертикальной циркуляции в центральной части моря в среднем равна 30—40 м. В зависимости от характера течений она может изменяться. Так, в области основной струи течения конвекция проникает до 60—70 м, что связано с опусканием вод, вызванным динамическими причинами. В прибрежной зоне перемешивание достигает 140—160 м. Увеличение глубины распространения конвекции в юго-восточной части моря связано с антициклональным круговоротом вод. На границе шельфовой зоны в западном и северо-западном районах моря плотностное перемешивание распространяется до горизонтов 170—175 м за счет сползания по склонам вод, охлажденных на северо-западном мелководье, где конвекция проникает до дна. Данные объемного статистического анализа позволяют выделить в море четыре водные массы.

Поверхностная (верхняя) занимает 4,2% объема черноморских вод и распространена от поверхности до горизонтов 60—70 м в центральной части моря, до 100—125 м (местами до 200 м) у берегов и в прибрежной зоне. Температура этой водной массы на поверхности изменяется от 5—6° зимой, до 24—26° летом, на нижней границе она в течение года равна 7,5—8,0°. Годовой ход солености заключен в пределах 17,5—18,6‰.

Прибрежная водная масса занимает около 0,2% объема вод Черного моря. Ее ареал ограничивает изогалина 17‰. Она охватывает значительные пространства в западной части моря и распространяется лишь на 20—30 миль от берега в Прикерченском районе Черного моря, где эта водная масса образуется в результате смешения местных и азовских вод.

Промежуточная водная масса — самая большая по объему воды (50,2%) — залегает между горизонтами 100—150 и 800—1000 м. Ее верхней границей служит слой больших градиентов плотности, часто имеющий куполообразную форму. Здесь наблюдается температура 7,5—8,9° и соленость 18,1—22,2‰. В зоне перехода от верхней водной массы к промежуточной встречается одновременно кислород и сероводород.

Глубинная водная масса несколько уступает по объему промежуточной (45,0%) и охватывает весь слой воды от горизонта 1000 м и до дна. Для нее характерны температура 8,9—9,2° и соленость 22,2—22,3‰. Содержание сероводорода значительно увеличивается с глубиной. Судя по термохалинным характеристикам на нижних горизонтах промежуточной и верхних глубинной водной массы (800—1000 м) заметной границы между ними фактически не обнаруживается. Более правильно считать, что между горизонтами 150—200 м и 1500 м (верхняя граница слоя придонной конвекции) располагается глубинная вода, а от 1500 м и до дна — придонная водная масса. Это подразделение хорошо согласуется с динамическими процессами в Черном море.

Обобщенная схема течений в поверхностном слое Черного моря приведена на рис. 12. На нем видно циклоническое течение, опоясывающее все море вблизи берегов. Внутри этого кольца прослеживаются циклонические круговороты со скоростями течений до 10 см/с в центральных и до 25 см/с в периферийных областях. Между круговоротами наблюдается устойчивое течение от Синопа к Кавказскому побережью со скоростью до 45 см/с.

На более глубоких горизонтах (150—500 м) циркуляция в общем сходна с поверхностной. Большие скорости течений здесь наблюдаются в Прибосфорском, Сухумском районах и у м. Сарыч. Наибольшие средние скорости течений отмечены на горизонте 150 м. В слое 700—1600 м направления течений обычно согласуются с направлениями в вышележащих горизонтах. Лишь в Прибосфорском районе глубинные течения следуют рельефу дна. Их скорость равна 6—7 см/с. Измерения придонных скоростей в районах моря показали, что их скорости уменьшаются с удалением от материкового склона, а толщина подвижного придонного слоя увеличивается от 2,5—3,0 до 5,0 м соответственно на расстоянии 20 и 100 км от берега. Скорости придонных

течений могут достигать 300 см/с (разрез м. Бафра — Сочи), что объясняют (Пыркин и др., 1968) плотностной стратификацией вод у дна. Следовательно, горизонтальная циркуляция в Черном море хорошо заметна от поверхности до дна.

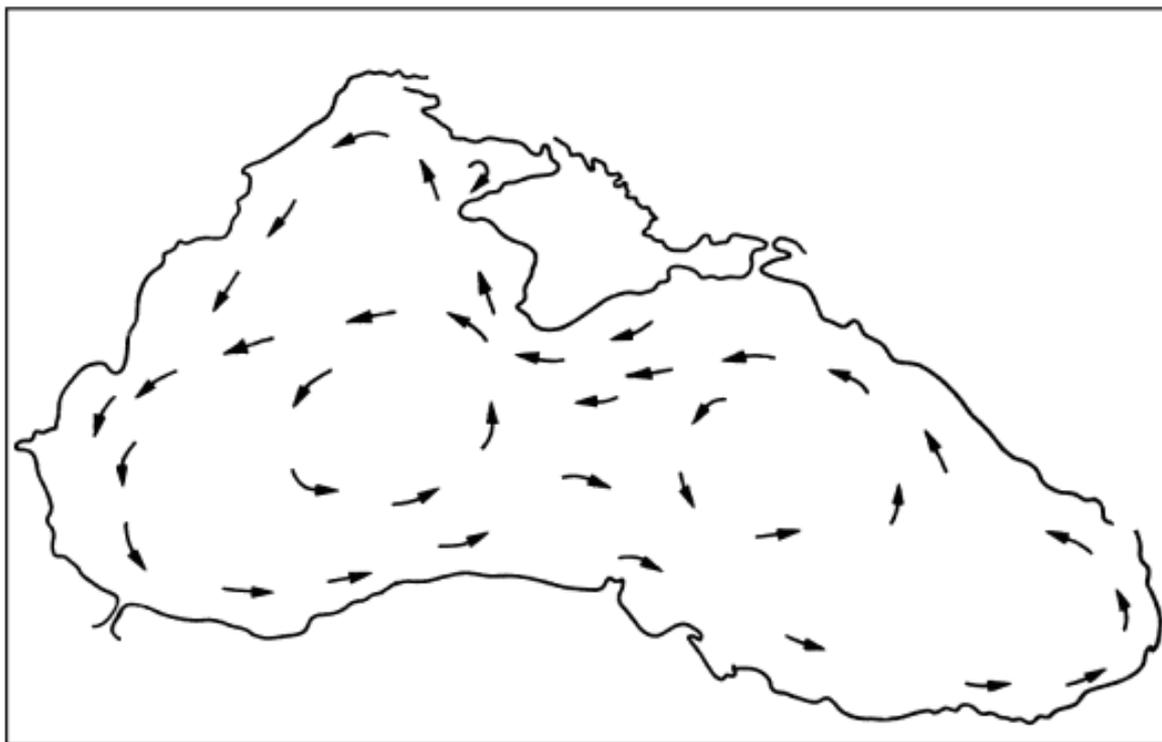


Рис. 12. Течения на поверхности Черного моря

Вертикальные движения вод в нем напротив выражены слабо в связи с их переслоенностью по плотности. Оценки скоростей вертикальных токов в зависимости от интенсивности квазистационарных вихрей показали, что в зонах сильных вихрей скорость равна  $5 \cdot 10^{-3}$  см/с, а в зонах слабых вихрей —  $1,5 \cdot 10^{-4}$  см/с. В условиях Черного моря зоны вергенции выражены слабо. Их признаки проявляются в смежных районах циклонических круговоротов, где происходит схождение или расхождение течений.

Своеобразными фронтальными зонами служат области соприкосновения речных и морских вод. Видимую границу между ними создает различие в цвете каждой из этих вод. Наиболее яркие фронтальные зоны наблюдаются в северо-западной части моря и у Кавказских берегов, где сосредоточен значительный речной сток.

В соответствии с очертаниями моря, типовыми полями ветра над ним сильное волнение наиболее часто развивается в северо-западной, северо-восточной и центральной частях моря. В зависимости от скорости ветра и длины разгона в море преобладают волны высотой 1—3 м. В открытых районах максимальные высоты волн обеспеченностью 5% достигают 11 м, а при очень сильных штормах они могут и превышать эту величину. Юго-запад и юго-восток моря — самые спокойные районы, где сильное волнение наблюдается редко и волны высотой более 3 м почти не образуются. Прибрежной зоне свойственны волны мелкого моря.

Уровень моря претерпевает сезонные колебания. Обычно более высокое стояние уровня наблюдается в мае—июле, а его понижение — в октябре—ноябре, а в некоторых местах в январе—феврале. Разность между летним и зимним положениями уровня равна 30—40 см. Эти колебания создаются в основном за счет неодинакового от сезона к сезону поступления речных вод в море, поэтому они наиболее отчетливо выражены в районах влияния материкового стока.

Значительные по величине неперiodические изменения уровня вызывают сгоны и нагоны, появление которых связано с определенным развитием атмосферных процессов в пределах естественного синоптического периода, продолжительностью обычно 4—8 сут. Сгонно-нагонные колебания уровня неодинаковы в разных районах моря и в разные сезоны. На западе наибольшие нагоны вызывают северо-восточные и восточно-северо-восточные ветры, а на северо-западе — юго-восточные. К наиболее сильным сгонам на западе и северо-западе приводит действие западно-северо-западных и северо-западных ветров. У Кавказских берегов ветры одних и тех же направлений могут вызывать либо сгонные понижения, либо нагонные повышения уровня в зависимости от местных особенностей побережья.

Наибольшие по величине сгонно-нагонные колебания уровня (более 30 см) наблюдаются в октябре—феврале в западном и северо-западном районах моря. В колебаниях уровня Черного моря заметно выражены сейши с периодами от нескольких минут до 1—2 ч и с амплитудами обычно до 40—50 см и несколько больше. Сейши малых (2—3 мин) периодов и амплитуд образуются в основном при волнении в открытом море и при трансформации крупных волн в прибрежной зоне. Сейши со значительными периодами и амплитудами возникают при резких колебаниях атмосферного давления и при прохождении циклонов.

Среди рассмотренных разновидностей колебаний уровня для Черного моря наиболее существенны сгонно-нагонные. Пространства Черного моря, за небольшим исключением, всегда свободны ото льда. Лишь в отдельные годы в северо-западной части прибрежные воды покрываются льдом. В особо суровые зимы льды вдоль западного берега могут распространяться до Босфора, а в мягкие зимы замерзают только лиманы и некоторые бухточки. Обычно льдообразование начинается в середине декабря. В течение зимы ледяной покров неустойчив. В зависимости от погоды происходит то вскрытие, то замерзание прибрежной зоны моря. Толщина льда достигает 14—15 см, а в суровые зимы у Одессы образуются льды толщиной до 50—55 см. Вскрытие начинается в конце февраля — начале марта. К концу марта льды повсеместно полностью исчезают.

Гидрохимические условия. По гидрохимическим условиям, особенно в отношении растворенных в воде газов, Черное море весьма своеобразно. Одна из основных присущих только ему особенностей — отсутствие кислорода от горизонтов примерно 170—180 м и до дна. Его другая специфическая черта — наличие ядовитого сероводорода, распространенного во всей толще воды от нижней границы кислородного слоя (около 170—180 м) до самого дна.

В поверхностных и нижележащих, до горизонтов 125—150 м, водах кислород присутствует всегда и повсюду в море. Его содержание изменяется не столько в пространстве, сколько по вертикали. Верхний, 50-метровый слой воды характеризуется высоким, близким к насыщению, содержанием кислорода по всей акватории Черного моря. Глубже концентрация этого газа резко уменьшается, на горизонтах 150—180 м он присутствует в очень малых количествах, а ниже практически не встречается, поэтому для кислородных условий Черного моря наиболее показателен верхний слой толщиной 50 м. Его содержание и распределение здесь определяется температурой и циркуляцией вод и в значительной мере фотосинтезом, который обогащает этот слой кислородом. В связи с этим в теплое время года на некоторых горизонтах содержание-кислорода достигает наибольших годовых величин — до 9 мл/л и более.

Концентрация и распределение кислорода по вертикали в верхнем слое подвержены сезонным изменениям. Зимой под влиянием вертикальной циркуляции содержание кислорода почти одинаково по величине (примерно 7 мл/л), как по акватории, так и по глубине до горизонта 50 м в центральных и до 100 м в прибрежных районах.

Четко выраженной границы между кислородным и сероводородным слоями в море не существует. Она размыта и прослеживается в виде переходной зоны, где оба газа присутствуют одновременно в наибольших количествах. Ее верхняя и нижняя границы

местами несколько поднимаются, местами опускаются в зависимости от развития и сезонной изменчивости динамических процессов и перемешивания водных слоев. В сероводородной зоне Черного моря содержание этого газа увеличивается от 0,15 мг/л на горизонте 150 м до 8,0—10,0 мг/л на горизонте 1500 м, а глубже оно почти стабилизируется.

Пока еще нет единого общепризнанного объяснения происхождения сероводорода в Черном море. Считают, например, что он образовался в результате разложения пресноводных животных, погибших при проникновении соленых средиземноморских вод во время образования Босфора и Дарданелл (Эгейская катастрофа).

В. И. Беляев (1974), Т. А. Айзатулин, Б. А. Скопинцев (1974), исследовав баланс сероводорода в зоне его сосуществования с кислородом, пришли к выводу, что сероводородное заражение Черного моря обусловлено установившимся равновесным круговоротом соединений серы, а не застоем глубинных вод моря.

Черное море богато биогенными веществами. Содержание и распределение нитритов и нитратов изменяется в широких пределах в зависимости от использования их фитопланктоном. В осенне-зимнее время концентрация этих веществ наибольшая и в верхнем слое, на горизонтах 50—75 м может достигать 15 мкг/л. Летом они встречаются только в зонах влияния речного стока.

Для моря характерно относительно высокое по сравнению с другими морями содержание фосфатов, особенно в глубинных водах. Наибольшее количество этих веществ в верхнем слое толщиной до 50—100 м наблюдается в январе—феврале, когда происходит интенсивное перемешивание вод и фосфаты поступают сюда из нижележащих слоев. В мае—июне отмечается их минимальное содержание, вплоть до полного исчезновения, что связано с максимальным развитием фитопланктона. Глубинные воды моря — зона накопления фосфатов, откуда они поступают к поверхности. Их первый по глубине максимум находится на горизонте 130 м, а наибольшая концентрация фосфатов (до 200—250 мкг/л) наблюдается в придонных горизонтах.

Количество растворенного кремния в черноморской воде велико во всей толще моря. Его концентрация в поверхностном слое равна 900—1300 мкг/л, причем в прибрежных районах она всегда выше, чем в открытых водах. Содержание кремния увеличивается с глубиной, кроме горизонтов 10—25 м, где сосредоточена основная масса диатомовых водорослей, потребляющих это вещество. Концентрация кремния у дна достигает 7000—8000 и даже 9000 мкг/л. Отмеченные гидролого-гидрохимические и гидробиологические особенности Черного моря делают его одним из самых своеобразных морей нашей планеты.

Хозяйственное использование. Черное море широко используется в хозяйственной жизни страны. Прежде всего оно служит важной транспортной магистралью, по которой осуществляются большие по объему грузовые и пассажирские перевозки. Черноморские порты обслуживают многочисленные международные и внутригосударственные линии морского транспорта. Второе по экономической значимости направление — рекреационное использование черноморского побережья. В настоящее время Черное море — главная здравница Советского Союза, где лечатся и отдыхают миллионы трудящихся.

Сравнительно скромное место в последние годы занимает рыболовство. Однако черноморские рыбохозяйственные предприятия ведут океанический промысел, что обуславливает их общегосударственное значение. Существенную роль на современном этапе играет добыча нерыбных объектов — моллюсков и водорослей. В перспективе намечается широкое развитие марикультуры в разных районах побережья Черного моря.

Дальнейшее хозяйственное освоение Черного моря требует развития исследований его природных условий. За последние годы в изучении Черного моря сделаны немалые успехи. Однако еще остались и появились новые важные исследовательские проблемы. В качестве примеров наиболее существенных из них можно привести изучение механизма

формирования вертикальной структуры моря и ее разновидностей, роль динамических и термохалинных процессов в нем, выяснение пространственно-временной изменчивости характеристик различных масштабов, исследование динамики прибрежной зоны, решение вопроса о происхождении сероводорода в море и др. Вместе с решением таких крупных, но частных проблем в настоящее время стоит актуальная задача — создание природно-экономической модели Черного моря, которое можно рассматривать как сложную природную систему со многими прямыми и обратными связями и взаимодействующую с хозяйственной деятельностью людей. Такая обобщенная модель позволит дать научно обоснованные рекомендации для дальнейших исследований и эффективного хозяйственного использования Черного моря.

## Моря Северо-Запада

Географическое положение, относительная территориальная близость друг к другу и определенное сходство природных условий позволяют объединить Балтийское (относится к Атлантическому океану) и Белое (принадлежит Северному Ледовитому океану) моря в одну группу северо-западных морей СССР. Они занимают промежуточное положение между южными и арктическими морями, причем первое тяготеет к южным, а второе — к арктическим. При известной общности природных черт Балтийского и Белого морей каждое из них сохраняет хорошо выраженную индивидуальность.

Эти моря глубоко врезаются в сушу на северо-западных окраинах нашей страны, но Балтийское лежит южнее и западнее, а Белое — севернее и восточнее. В связи с этим климат Балтийского моря относительно мягкий и носит черты морского, а Белого — довольно суровый и характеризуется признаками континентальности, что в известной мере определяется и небольшими размерами этого моря.

Оба моря в значительной степени обособлены от океана, лишь узкие мелкие проливы соединяют их с соседними морями, причем связь Балтийского моря с Северным более затрудненная и ограниченная, чем Белого с Баренцевым. Для конфигурации рассматриваемых морей характерна хорошо выраженная центральная часть, к которой выходят довольно крупные, значительно углубленные в сушу заливы. Они влияют на формирование и развитие различных процессов в этих морях.

Балтийскому и Белому морям свойствен большой материковый сток. В условиях столь слабой связи их с соседними морями речные воды определяют многие существенные особенности этих морей. Прежде всего в каждом из них наблюдается пониженная соленость на поверхности. Особенно велико распреснение Балтийского моря и в меньшей степени Белого. Как следствие этого воды и того и другого моря постоянно резко расслоены по вертикали, главным образом по солености и по плотности. Для этих морей характерна трехслойная вертикальная структура вод: поверхностные распресненные, промежуточные и глубинные соленые. Весной и летом в этой структуре отмечаются сезонные приповерхностные слои термического происхождения.

Отмеченное вертикальное строение вод обуславливает их устойчивое состояние, что затрудняет конвективно-ветровое перемешивание в морях. Оно развито здесь слабо. Даже термохалинная зимняя вертикальная циркуляция в этих морях не проникает глубже 60—80 м, несмотря на значительное зимнее охлаждение и интенсивное льдообразование на севере Ботнического залива Балтийского моря и в центральных районах Белого.

Однако обособленность этих морей и ограниченное вертикальное перемешивание в них не влекут за собой постоянного значительного застоя глубинных вод на Балтике, а в Белом море они обновляются ежегодно. Механизм освежения глубинных вод в рассматриваемых морях связан с водообменом через проливы. В каждом из них он имеет свои особенности и соответственно различную интенсивность. В Балтийском море водообмен зависит главным образом от величин речного стока и ветровой обстановки, что

в конечном счете определяет поступление глубинных вод в Балтику. В Белом море решающий фактор обновления глубинных вод — приливное перемешивание в Воронке и Горле.

Балтика — практически бесприливное море, тогда как в Белом море приливы развиты весьма значительно. В связи с этим поверхностные течения в первом формируются под влиянием ветров и речного стока, а во втором к этим факторам добавляется воздействие приливов, которые во многих районах Белого моря существенно изменяют картину течений на поверхности. Оба моря зимой покрываются льдами. Однако в Балтийском море они распространены не повсеместно и в течение зимы могут исчезать и появляться вновь. В более суровом Белом море льды занимают все его пространство и держатся всю зиму. Однако и в том, и в другом море наблюдаются только однолетние льды. Отмеченные черты природных условий Балтийского и Белого морей служат общим фоном, на котором рассматриваются особенности каждого из них в отдельности.

## Балтийское море

Основные физико-географические черты. Своеобразной формы Балтийское море лежит между параллелями  $65^{\circ}56'$  и  $54^{\circ}46'$  с. ш. и меридианами  $9^{\circ}57'$  и  $30^{\circ}00'$  в. д. и глубоко врезано в северо-западную часть Евразийского материка. Оно почти со всех сторон окружено сушей и лишь в юго-западной части через датские проливы (Зунд, Большой и Малый Бельты) и далее через проливы Каттегат и Скагеррак соединяется с Северным морем Атлантического океана. Граница Балтийского моря с проливом Большой Бельт проходит по линии м. Гульетав — Клинт — Каппель (о. Лолланн) с проливом Малый Бельт — по линии м. Фальсхерт — м. Вайнес — Накке (о. Эрø), с проливом Зунд — маяк Стевне — м. Фальстерсбуудде. В большой мере ограниченное сушей Балтийское море относится к типу внутренних. Современное Балтийское море окружают различные по происхождению и типам берега (рис. 13). При многообразии берегов рельеф дна Балтийского моря очень неровен. Небольшие глубины моря свидетельствуют о том, что оно целиком лежит в пределах материковой отмели.

В Ландсортской котловине находится максимальная (470 м) глубина Балтийского моря. Датские проливы имеют небольшие глубины: Зунд 7—15 м. Большой Бельт 10—25 м, Малый Бельт 10—35 м. Мелководность проливов и сложный рельеф дна моря в целом во многом сказываются на гидрологических условиях моря. В современных границах Балтийское море имеет площадь 419 тыс. км<sup>2</sup>, объем 21,5 км<sup>3</sup>, среднюю глубину 51 м и наибольшую глубину 470 м ( $58^{\circ}38'$  с. ш.,  $18^{\circ}14'$  в. д.).

Расположенное в умеренном поясе вблизи Атлантического океана и глубоко вклиненное в сушу Балтийское море характеризуется в основном морским климатом умеренных широт, вместе с тем морю свойственны черты континентального климата. Своеобразная конфигурация моря обуславливает его значительную протяженность с севера на юг и с запада на восток, что создает различия климатических условий в разных районах моря. Эти различия проявляются в неодинаковых от места к месту величинах основных метеорологических элементов, характерных для каждого сезона.

Наиболее существенно влияют на погоду на Балтике Исландский минимум, Сибирский и Азорский антициклоны. Характером их взаимодействия определяются сезонные особенности погоды. В осеннее и особенно зимнее время интенсивно взаимодействуют Исландский минимум и Сибирский максимум, что усиливает циклоническую деятельность над морем. В связи с этим здесь часто проходят глубокие циклоны осенью с запада на восток, а зимой на северо-восток. Они несут с собой пасмурную погоду с сильными юго-западными и западными ветрами.

В самые холодные месяцы (январь и февраль) средняя температура воздуха в центральной части моря равна  $-3^{\circ}$ , а на севере и на востоке  $-5$ — $8^{\circ}$ . При редких и

кратковременных вторжениях холодного арктического воздуха, связанных с усилением Полярного максимума, температура воздуха над морем резко понижается до  $-30$ — $-35^{\circ}$ .

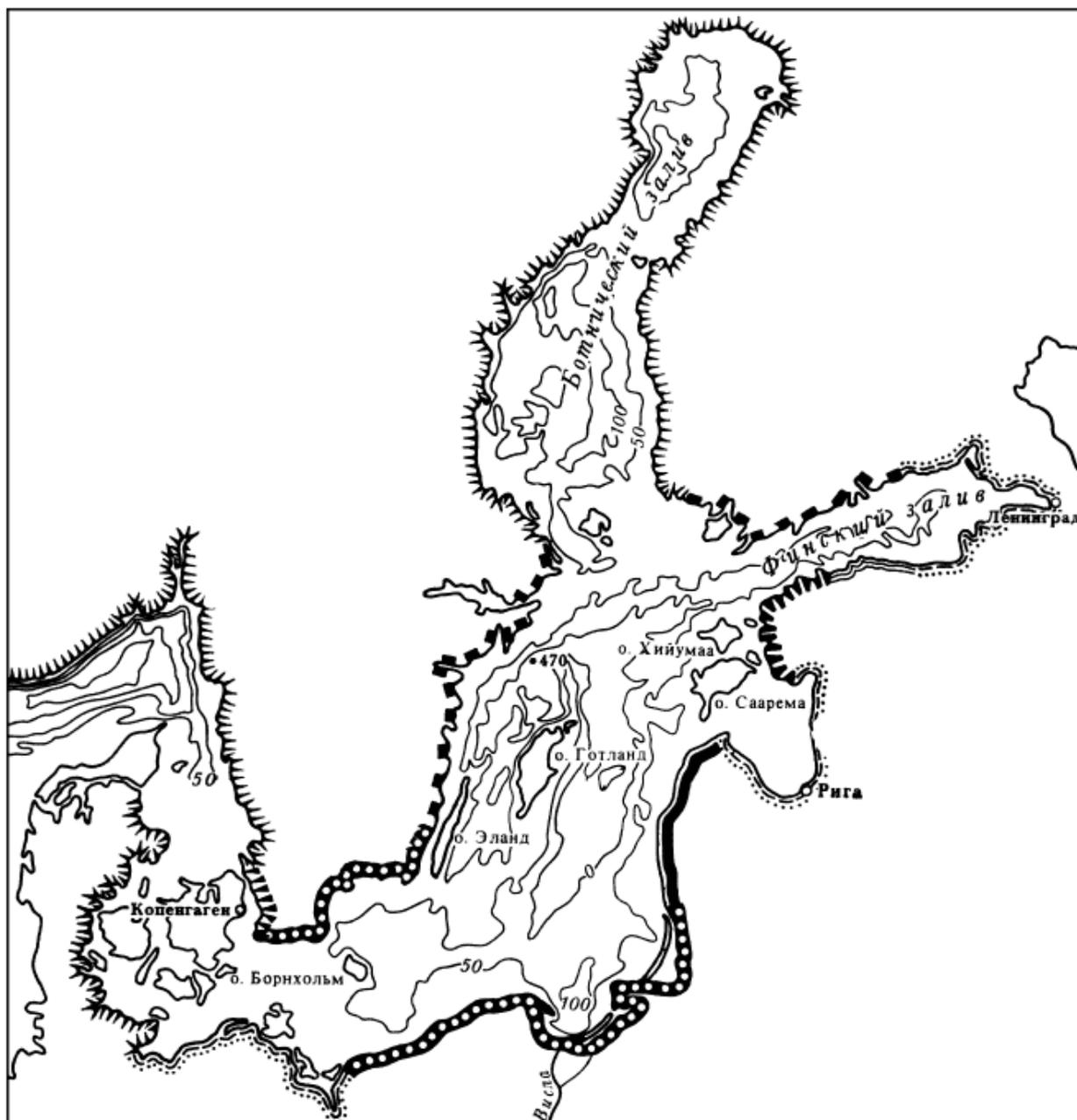


Рис. 13. Типы берегов и рельеф дна Балтийского моря.

В весенне-летний сезон Сибирский максимум размывается и на Балтийское море воздействует Азорский и отчасти Полярный максимум. Само море находится в полосе пониженного давления, по которой проходят менее глубокие, чем зимой, циклоны из Атлантического океана. В связи с этим весной ветры очень неустойчивы по направлению, невелики по скорости и нередко определяются орографией берегов. В это время года заметное влияние оказывают ветры северных направлений, обуславливая обычно холодную весну.

Летом ощущается преимущество западных, северо-западных и юго-западных слабых до умеренных ветров. С ними связана характерная для моря прохладная и влажная летняя погода. Среднемесячная температура воздуха самого теплого месяца (июля) равна  $14$ — $15^{\circ}$

в Ботническом заливе и 16—18° в остальных районах моря. Жаркая погода бывает редко. Ее вызывают кратковременные затишья прогретого средиземноморского воздуха.

В Балтийское море впадает около 250 крупных и малых рек. По средним многолетним (1961—1970 гг.) данным они ежегодно вливают в море примерно 433 км<sup>3</sup> воды, что соответствует 2,1% от общего объема моря. Наибольшее количество воды приносят за год Нева (83,5 км<sup>3</sup>), Висла (30,4 км<sup>3</sup>), Неман (20,8 км<sup>3</sup>), Даугава (19,7 км<sup>3</sup>) и некоторые другие реки. В связи с неравномерным расположением устьев балтийских рек на берегах моря речной сток неодинаков в его разных районах. Так, в Ботническом заливе он равен 185 км<sup>3</sup>/год, в Финском 109,8 км<sup>3</sup>/год, в Рижском заливе 36,7 км<sup>3</sup>/год и в центральной части Балтики 111,6 км<sup>3</sup>/год. Из приведенных данных видно, что больше половины материкового стока поступает в восточные районы моря.

Временная неравномерность речного стока проявляется в сезонных и межгодовых изменениях его величин. Реки, не зарегулированные крупными озерами, например Даугава, имеют главный максимум стока весной и небольшое повышение осенью. Для рек, зарегулированных озерами, например для Невы, характерен один весенне-летний максимум стока.

#### Водный баланс Балтийского моря

| Составляющие баланса     | По Бромгусу     |      | По Федосову, Зайцеву |
|--------------------------|-----------------|------|----------------------|
|                          | км <sup>3</sup> | %    | км <sup>3</sup>      |
| Осадки                   | 172             | 15,4 | 210                  |
| Речной сток              | 472             | 42,3 | 440                  |
| Приток из Северного моря | 472             | 42,3 | 465                  |
| Испарение                | 172             | 15,4 | 185                  |
| Сток в Северное море     | 944             | 84,6 | 930                  |

Водный баланс Балтийского моря пока еще изучен недостаточно точно, поэтому данные о нем разноречивы. В качестве примера в таблице приведены сведения о водном балансе моря по Бромгусу (1952) и М. В. Федосову и Г. Н. Зайцеву (1960). З. Микульский (1975), рассматривая водный баланс Балтийского моря, приводит свои данные по речному стоку (1951—1960 гг. — 443,6 км<sup>3</sup> и 1961—1970 гг. — 433,1 км<sup>3</sup>), а другие составляющие заимствует из работы Бромгуса.

Гидрологические условия. Неодинаковый в течение года и от места к месту радиационный прогрев поверхности моря обуславливает сезонные различия величин поверхностной температуры воды и их пространственного распределения. Зимой она несколько ниже у берегов, чем в открытых частях моря, при этом у западного берега температура воды несколько выше, чем у восточного, что объясняется охлаждающим влиянием Европейского материка. Так, среднемесячная температура воды в феврале у Вентспилса 0,7°, на той же широте в открытом море — около 2°, а у западного берега 1°.

Летом поверхностные воды нагреты наиболее сильно, но неодинаково в разных районах моря, что сказывается на распределении температуры на поверхности, которое для августа показано на карте (рис. 14, а). Понижение температуры воды у западных берегов в центральном и южном районах моря объясняется преобладанием западных ветров, сгоняющих поверхностные слои воды от западных берегов, на место этих слоев поднимаются более холодные глубинные воды. Кроме того, вдоль шведских берегов на юг проходит холодное течение из Ботнического залива.

Столь ясно выраженные сезонные изменения температуры воды захватывают только верхние 50—60 м. Глубже температура воды меняется очень мало. В холодный сезон температура воды имеет близкие значения от поверхности до горизонтов 50—60 м, глубже она несколько ниже и остается почти неизменной до дна. В теплый сезон температура воды на поверхности повышается за счет радиационного прогрева, который распространяется до горизонта 20—30 м. Отсюда она скачкообразно понижается до

горизонтов 60—70 м и затем снова несколько повышается ко дну (рис. 14, б). Холодный промежуточный слой сохраняется и летом, когда поверхностный слой прогревается еще сильнее и термоклин выражен более резко, чем весной.

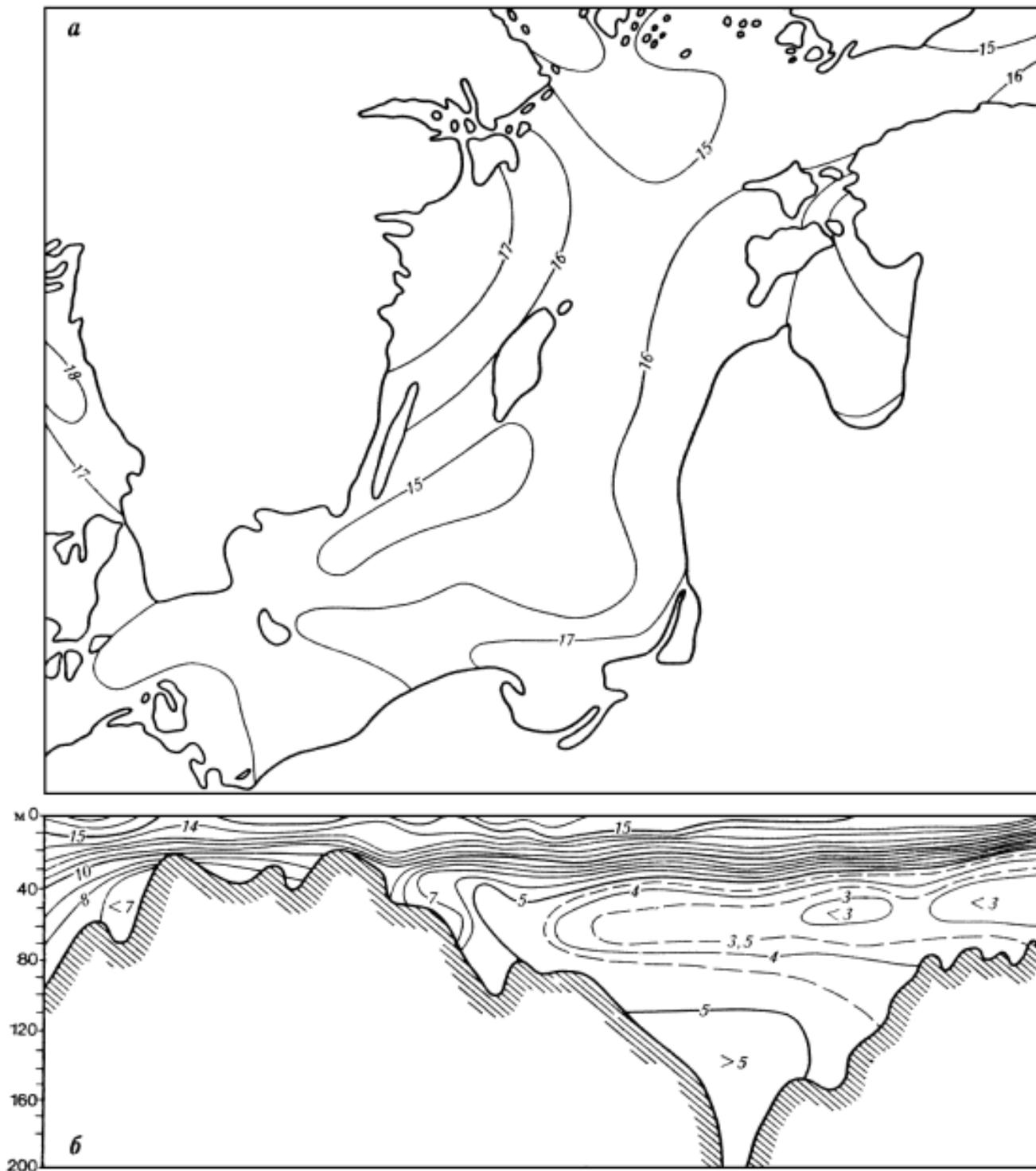


Рис. 14. Распределение температуры воды в Балтийском море летом на поверхности (а) и на разрезе датские проливы — Финский залив (б)

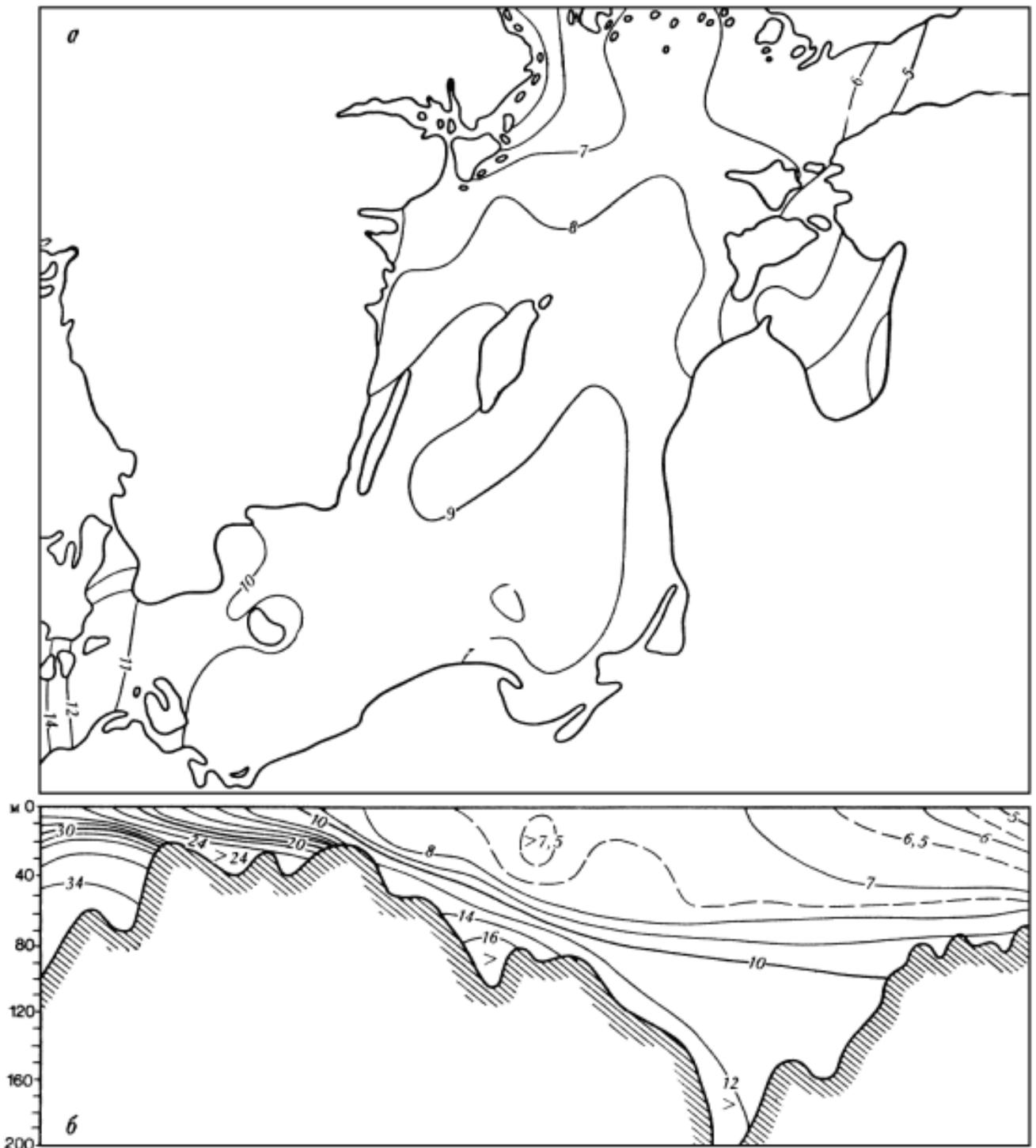


Рис. 15. Распределение солёности в Балтийском море летом на поверхности (а) и на разрезе датские проливы — Финский залив (б)

Ограниченный водообмен с Северным морем и значительный речной сток обуславливают низкую солёность и характерные черты пространственно-временных изменений ее величин в Балтийском море. Распределение солёности на поверхности моря показано на рис. 15, а, из которого видно общее уменьшение ее величин с запада на восток, что связано с преимущественным поступлением речных вод в восточную часть Балтики. В северной и среднем районах центрального бассейна солёность несколько уменьшается с востока на запад, так как циклоническая циркуляция вод переносит солёные воды с юга на северо-восток вдоль восточного берега моря дальше, чем вдоль

западного. Уменьшение поверхностной солености в общем прослеживается и с юга на север.

Осенне-зимнему сезону свойственно некоторое повышение солености верхних слоев вследствие сокращения речного стока и осолонения при льдообразовании. Весной и летом соленость на поверхности уменьшается на 0,2—0,5‰ по сравнению с холодным полугодием. Это объясняется значительным опресняющим влиянием материкового стока и весенним таянием льда. Почти для всего моря характерно значительное увеличение солености от поверхности ко дну. К примеру, в Борнхольмской впадине соленость на поверхности равна 7,0‰ и около 20,0‰ у дна. Изменение солености с глубиной происходит в общем одинаково по всему морю, за исключением Ботнического залива. В юго-западных и отчасти центральных районах моря она плавно и незначительно увеличивается от поверхности до горизонтов 30—50 м, ниже между 60—80 м располагается очень резкий слой скачка, глубже которого соленость снова несколько увеличивается ко дну. В восточной и северо-восточной частях очень медленное увеличение солености наблюдается от поверхности до горизонтов 70—80 м, глубже, на горизонтах 80—100 м, залегает галоклин, и далее соленость слегка увеличивается до дна. В Ботническом заливе соленость лишь 1,0—2,0‰, она повышается от поверхности до дна. Такой характер вертикального распределения солености в море и Ботническом заливе сохраняется круглый год.

В осенне-зимнее время поступление североморских вод в Балтийское море увеличивается, а в летне-осеннее — несколько уменьшается, что влечет за собой соответственно повышение или понижение солености глубинных вод в море. Кроме сезонных колебаний солености Балтийскому морю, в отличие от других крупных морей Мирового океана, свойственны ее значительные межгодовые изменения, что представляет собой одну из наиболее характерных гидрологических черт Балтики.

Наблюдения над соленостью в Балтийском море с начала текущего столетия и до последних лет обнаруживают ее многолетнюю тенденцию к повышению, на фоне которой проявляются краткосрочные флуктуации. Колебания солености в котловинах Балтики определяются неравномерным притоком вод через датские проливы, что в свою очередь зависит от разных, но взаимосвязанных гидрометеорологических процессов. К ним относится изменчивость крупномасштабной атмосферной циркуляции. Многолетнее ослабление циклонической деятельности и длительное развитие антициклональных условий над Европой приводят к уменьшению осадков и, как следствие этого, к снижению речного стока. С колебаниями величин материкового стока связаны изменения солености в Балтийском море. Механизм этой связи заключается в том, что при большом речном стоке несколько повышается уровень Балтийского моря и усиливается сточное течение из него, которое в мелководной зоне датских проливов (наименьшая глубина здесь 18 м) ограничивает доступ соленых вод из Каттегата в Балтику. При снижении речного стока соленые воды более свободно проникают в море. В связи с этим колебания притока соленых вод в Балтику, регистрируемые как флуктуации солености в котловинах моря, хорошо согласуются с изменениями водности рек Балтийского бассейна. На протяжении нашего столетия маловодные периоды с повышенной соленостью по интенсивности процесса усиливаются, а многоводные с пониженной соленостью ослабевают. В последние годы осолонение моря уже отмечается не только в придонных слоях котловин, но и в верхних горизонтах. В настоящее время соленость верхнего 20—40-метрового слоя повысилась на 0,5‰ по сравнению со средней многолетней величиной.

Изменчивость солености Балтийского моря — один из самых важных факторов, регулирующий многие физические, химические и биологические процессы в нем, что заметно отражается на экологических условиях Балтики. Вследствие низкой солености поверхностных вод моря их плотность тоже невелика и в общем уменьшается с юга на север, незначительно изменяясь от сезона к сезону. С глубиной плотность увеличивается. В районах распространения соленых каттегатских вод, в особенности во впадинах и

котловинах, на горизонтах 50—70 м создается постоянный пикноклин. Над ним в подповерхностных горизонтах (20—30 м) образуется сезонный слой больших вертикальных градиентов плотности, обусловленный резким изменением температуры воды на этих горизонтах.

В Ботническом заливе и в мелководном Аландском районе плотностной скачок наблюдается только в верхних (20—30 м) горизонтах, где он формируется весной за счет распреснения поверхности речным стоком, а летом вследствие прогрева поверхностного слоя моря. Постоянный нижний пикноклин в этих частях моря не создается, так как сюда не проникают глубинные соленые воды и круглогодичного расслоения вод здесь не существует.

Вертикальное распределение океанологических характеристика Балтийском море обнаруживает одну из главных черт его гидрологических условий: в южных и центральных районах оно разделено стационарным пикноклином на верхний (0—60—70 м) и нижний (70 м — до дна) слои, различные по многим своим показателям и процессам, протекающим в каждом из них. В конце лета — начале осени, когда над морем преобладают слабые ветры, ветровое перемешивание распространяется до горизонтов 10—15 м в северной части моря и до горизонтов 5—10 м в его центральных и южных частях и служит главным фактором формирования верхнего однородного слоя. В течение осени и зимы с увеличением скоростей ветра над морем оно проникает до горизонтов 20—30 м в центральных и южных районах, а на востоке до 10—15 м, так как здесь дуют сравнительно слабые ветры.

Плотностное перемешивание вод возникает с началом выхолаживания поверхности моря. По мере усиления осеннего охлаждения (октябрь—ноябрь) увеличивается интенсивность конвективного перемешивания. В эти месяцы в центральных и южных районах моря, в Арконской, Готландской и Борнхольмской впадинах, оно охватывает слой от поверхности примерно до 50—60 м. Здесь термическая конвекция достигает своей критической глубины (для более глубокого распространения перемешивания требуется осолонение поверхностных вод за счет льдообразования) и ограничивается постоянным слоем скачка плотности. В северной части моря, в Ботническом заливе и на западе Финского залива, где осеннее охлаждение более значительно, чем в других районах, конвекция проникает до горизонтов 60—70 м.

Освежение глубинных вод моря происходит за счет притока каттегатских вод. Следовательно, при их больших поступлениях глубинные и придонные слои Балтийского моря хорошо вентилируются, а при малых количествах втекающих в море соленых вод на больших глубинах впадин и котловин создаются застойные явления вплоть до образования здесь сероводорода.

Отмеченные особенности перемешивания и обмена вод — существенно важные и характерные черты гидрологических условий Балтийского моря. Подавляющей части пространств этого моря свойственна постоянная двухслойная структура, обусловленная проникновением сюда соленых каттегатских вод. В верхних горизонтах весной формируется слой больших градиентов солености за счет распреснения поверхности моря речными водами, а летний прогрев создает здесь резкий термоклин. Таким образом, на протяжении весенне-летнего сезона в Балтийском море существует «двойной» плотностной скачок — временный верхний и постоянный нижний. Это — одна из специфических черт гидрологической структуры Балтики. В заливах и в мелководных районах прослеживается только верхний слой скачка плотности.

Обобщение результатов анализа физико-химических характеристик вод южных и центральных районов Балтийского моря позволило И. Бончику (1967) выделить в нем следующие водные массы. Поверхностная ( $T = 0—20^{\circ}$ ,  $S = 7—8\text{‰}$ ) покрывает всю площадь южной и центральной частей моря. Придонная ( $T = 4,5—12^{\circ}$ ,  $S = 10—21\text{‰}$ ) распространена в нижних горизонтах в открытых районах моря. Переходная ( $T = 2—6^{\circ}$ ,  $S = 8—10\text{‰}$ ) залегает между основными (поверхностной и придонной) водными массами и

создается в результате их смешения. По физико-химическим характеристикам эта водная масса заметно отличается от выше- и нижележащих вод и представляет собой слой, разделяющий поверхностную и придонную водные массы.



Рис. 16. Течения на Поверхности Балтийского моря

Горизонтальная циркуляция балтийских вод складывается из различных по происхождению течений, результирующие направления которых в основных чертах показаны на карте (рис. 16). Как и в других морях Северного полушария, поверхностная циркуляция вод Балтийского моря имеет в общем циклонический характер (против часовой стрелки). Постоянное течение формируется в северной части моря в результате слияния вод, выходящих из Ботнического и Финского заливов. Общий поток движения вдоль шведских берегов на юго-запад. Огибая с двух сторон Борнхольм, он направляется через датские проливы в Северное море. У южного берега течение направлено на восток. Возле Гданьского залива оно поворачивает на север и движется вдоль восточного берега до о. Хиума. Здесь оно разветвляется на три потока. Один из них идет через Ирбенский пролив в Рижский залив, где вместе с водами Даугавы создает почти кольцевое течение, направленное против часовой стрелки. Другой поток входит в Финский залив и вдоль его южного берега распространяется почти до устья Невы, затем поворачивает на северо-запад и вместе с речными водами, двигаясь вдоль северного берега, выходит из залива. Третий поток идет на север и через проливы Аландских шхер проникает в Ботнический залив. Здесь течение вдоль Финских берегов поднимается на север, огибает северное побережье залива и вдоль побережья Швеции спускается на юг. В центральной части залива отмечаются замкнутые круговые течения против часовой стрелки.

Скорость постоянных течений Балтийского моря очень невелика и равна примерно 3—4 см/с, увеличиваясь иногда до 10—15 см/с. Приведенная схема течений весьма неустойчива и часто нарушается ветром. В общей картине перемещения поверхностных вод превалируют ветровые (дрейфовые) течения. Они особенно интенсивны осенью и зимой и во время сильных штормов их скорость может достигать 100—150 см/с.

Направления дрейфовых течений определяются преобладающими ветрами, поэтому при определенных ветровых полях над морем формируется соответствующий им перенос поверхностных вод.

Глубинная циркуляция в Балтийском море определяется поступлением вод через датские проливы. Входное течение в них обычно проходит на горизонтах 10—15 м. Затем эта вода, как более плотная, опускается в нижележащие слои и глубинным течением медленно переносится сначала на восток и далее на север. При сильных западных ветрах вода из Каттегата втекает в Балтийское море практически по всему сечению проливов. Восточные ветры, напротив, усиливают выходное течение, которое распространяется до горизонтов 20 м, и только у дна сохраняется входное течение.

Наиболее сильное ветровое волнение наблюдается осенью и зимой в открытых глубоких районах моря при продолжительных и сильных юго-западных ветрах. Они соответствуют наибольшей длине разгона, поэтому штормовые 7—8-балльные ветры развивают здесь волны высотой до 5—6 м и длиной 50—70 м. В более мелком Финском заливе сильные ветры этих направлений образуют волны высотой 3—4 м. В Ботническом заливе штормовые волны достигают высоты 4—5 м.

Самые крупные волны отмечаются в ноябре. Зимой даже при более сильных ветрах образованию высоких и длинных волн препятствуют льды. Вследствие большой степени изоляции от Мирового океана приливы в Балтийском море почти не заметны. Колебания уровня приливного характера в отдельных пунктах не превышают 10—20 см. Средний уровень моря испытывает вековые многолетние, межгодовые и внутригодовые колебания. Они могут быть связаны с изменениями объема воды в море в целом и тогда имеют одинаковую величину в каждый данный момент для любого пункта моря. На вековых колебаниях уровня, кроме изменений объема воды в море, отражаются вертикальные движения берегов. Они наиболее заметны на севере Ботнического залива, где достигают 0,90—0,95 см/год, тогда как на юге их значения уменьшаются до 0,05—0,15 см/год.

Внутригодовые изменения уровня Балтики зависят главным образом от перераспределения вод внутри самого моря между его отдельными районами, что вызывает различный наклон водной поверхности в разных пунктах.

В сезонном ходе уровня Балтийского моря отчетливо выражены два минимума и два максимума. Наинизший уровень наблюдается весной. С приходом весенних паводочных вод он постепенно повышается, достигая своего максимума в августе или сентябре. После этого уровень понижается. Наступает вторичный осенний минимум. При развитии интенсивной циклонической деятельности западные ветры нагоняют воду через проливы в море, уровень снова повышается и достигает зимой вторичного, но менее выраженного максимума. Разница высот уровня между главным летним максимумом и главным весенним минимумом равна 22—28 см. Она больше в заливах и меньше в открытом море.

Сгонно-нагонные колебания уровня происходят довольно быстро и достигают значительных величин. В открытых районах моря они равны примерно 0,5 м, а в вершинах бухт и заливов бывают 1,0—1,5 и даже 2,0 м. Совместное действие ветра и резкого изменения атмосферного давления (при прохождении циклонов) вызывает ритмические колебания уровня поверхности — сейши — с периодом 24—26 ч. Изменения уровня, связанные с сейшами, не превышают 20—30 см в открытой части моря и достигают 1,5 м в Невской губе. Сейшеобразные колебания уровня — одна из самых характерных черт уровня режима Балтийского моря.

С колебаниями уровня моря связаны катастрофические Ленинградские наводнения. Они бывают в тех случаях, когда причины, вызывающие подъем уровня, действуют одновременно в одну сторону. Циклоны, пересекающие Балтийское море с юго-запада на северо-восток, вызывают ветры, которые сгоняют воду из Ботнического и Финского заливов в северо-восточную часть моря. Этим объясняются подъем уровня — «припухлость» в районе Аландских шхер, и некоторый спад уровня, наблюдаемый часто в Ленинграде перед наводнением.

Кроме того, циклоны вызывают сейшеобразные колебания уровня. Масса воды, образовавшая повышение уровня в Аландском районе, распространяется во все стороны в виде свободной волны. Эта волна, подгоняемая западными ветрами, входит в Финский залив и, накладываясь на сейшевый подъем воды, вызывает значительное повышение (до 1—2 м и даже 3—4 м) уровня в вершине Финского залива, что и создает катастрофическое наводнение в Ленинграде.

Балтийское море в отдельных районах покрывается льдом. Раньше всего, примерно в начале ноября, лед образуется в северо-восточной части Ботнического залива в мелких бухточках и у берегов. Затем начинают замерзать мелководные участки Финского Залива. Максимального развития ледяной покров достигает в первых числах марта. К этому времени неподвижный лед занимает северную часть Ботнического залива, район Аландских шхер и восточную часть Финского залива. В открытых районах северо-восточной части моря встречаются плавучие льды.

Распространение неподвижных и плавучих льдов в Балтийском море зависит от суровости зимы. В течение зимы лед может исчезать совсем, а затем появляться снова, что свойственно морю с неустойчивым ледяным покровом. В суровые зимы толщина неподвижного льда может достигать 1 м, а плавучих льдов — до 10—60 см. Таяние льда начинается в конце марта — начале апреля. Освобождение моря ото льда идет с юго-запада на северо-восток. В мае море обычно очищается ото льда. Лишь в суровые зимы на севере Ботнического залива лед можно встретить в июне.

Гидрохимические условия. Слабый водообмен с океаном, значительный материковый сток и двухслойная вертикальная структура Балтийского моря заметно сказываются на его гидрохимических условиях. Ионный состав балтийской воды весьма близок к океанскому, но несколько отличается от последнего слегка повышенным относительным содержанием ионов кальция и немного пониженной концентрацией ионов натрия. Эти различия уменьшаются от берегов к центральным районам моря и с глубиной.

Количество растворенного кислорода в Балтийском море изменяется в значительных пределах и подвержено обычным для морей умеренного пояса сезонным колебаниям. Наибольшее содержание кислорода наблюдается в слое 0—20 м весной, что объясняется активной фотосинтетической деятельностью фитопланктона в этот сезон в условиях невысокой температуры воды.

Летом с повышением температуры воды понижается растворимость кислорода и уменьшается его содержание в воде, чему способствует и ослабление фотосинтетической деятельности. В этот сезон распределение кислорода в поверхностном слое (0—20 м) довольно равномерно по всему морю. Осенью и зимой количество кислорода в море увеличивается вследствие понижения температуры воды и приближается к весенним значениям, но не достигает их, так как в осенне-зимнее время не развит фотосинтез.

Типичное для Балтийского моря и Финского залива распределение кислорода по вертикали характеризуется высоким содержанием этого газа в воде от поверхности до горизонтов 60—70 м, его резким уменьшением в нижележащем слое толщиной 20—30 м и очень низкими величинами на глубинах от 80—100 м и до дна.

В течение последних 30—40 лет отмечались мощные притоки вод через проливы, во время которых обновлялись глубинные воды Балтики. В промежутки времени между обновлениями глубинных балтийских вод в последних наблюдалось полное исчезновение кислорода и появление сероводорода. Застойные условия в глубоких районах проявлялись в центральной части моря, в Борнхольмской и Готландской впадинах. Однако в самой глубокой Ландсортской впадине полное отсутствие кислорода не наблюдалось. Здесь от горизонта 100 м и до дна содержание кислорода обычно практически постоянно, что объясняется слабой вертикальной стратификацией вод и возможностью их конвективного перемешивания во время суровых зим.

Верхние слои моря сравнительно бедны фосфатами, так как они интенсивно потребляются здесь, но медленно и спорадически возвращаются сюда из глубин.

Повышенное содержание фосфатов отмечается в приустьевых районах, куда они выносятся реками. Содержание соединений азота (нитратов и нитритов) в Балтийском море изменяется по его пространству и по сезонам в соответствии с районами и временем интенсивного развития фитопланктона. Весной и летом количество этих биогенов понижено, а осенью и зимой повышено. Характерная черта химического состава балтийских вод — их богатство силикатами, обусловленное выносами в море материковым стоком большого количества соединений кремния.

Хозяйственное использование. Природные условия Балтийского моря служат важнейшей предпосылкой его разностороннего хозяйственного использования. Многие виды животного и растительного мира Балтики служат предметами промысла. Главное место в нем занимает лов салаки, кроме того, здесь добываются килька, треска, сиги, угорь, минога, корюшка, лосось. В кутовых частях заливов добывают водоросли. В настоящее время на Балтийском море стала практиковаться мариккультура. Морские фермы — перспективная отрасль рыбного хозяйства этого моря.

На побережье Балтики широко распространены прибрежно-морские россыпи полезных ископаемых. В настоящее время здесь ведутся подводные разработки янтаря возле Калининграда, изучаются возможности использования полезных компонентов, содержащихся в морских россыпных месторождениях.

В недрах дна Балтийского моря обнаружены запасы нефти. На очереди дня стоит их разработка. Балтийское море — район интенсивного судоходства, которое играет важнейшую роль в экономических связях европейских стран и занимает видное место в мировых морских перевозках. Многочисленные морские порты связаны напряженными морскими и речными путями, по которым осуществляются крупные перевозки разнообразных грузов и пассажиров.

Во многом хорошо изученное Балтийское море имеет и немало пока еще нерешенных проблем. К наиболее важным из них следует отнести уточнение механизма и количественных показателей водообмена через проливы, более четкое определение глубинной циркуляции вод, выяснение роли вихреобразных движений в море, прогнозирование катастрофических наводнений, разработку экономико-экологической модели Балтийского моря и др. На решение этих проблем направлены усилия ученых миролюбивых балтийских стран.

## Белое море

Основные физико-географические черты. Расположенное на северной окраине европейской части нашей страны Белое море занимает пространство между  $68^{\circ}40'$  и  $63^{\circ}48'$  с. ш., и  $32^{\circ}00'$  и  $44^{\circ}30'$  в. д. и целиком находится на территории СССР. По своей природе оно относится к морям Северного Ледовитого океана, но это единственное из арктических морей, которое почти целиком лежит к югу от Полярного круга, за пределы этого круга выходят лишь самые северные районы моря. Причудливое по форме Белое море глубоко врезано в континент, почти повсеместно оно имеет естественные сухопутные границы и только от Баренцева моря его отделяет условная граница — линия м. Святой Нос — м. Канин Нос. Почти со всех сторон окруженное сушей Белое море относится к внутренним морям. По размерам — это одно из самых небольших наших морей. Его площадь равна 90 тыс. км<sup>2</sup>, объем 6 тыс. км<sup>3</sup>, средняя глубина 67 м, наибольшая глубина 350 м. Разные по внешним формам и ландшафтам современные берега Белого моря имеют свои географические названия и относятся к различным геоморфологическим типам берегов (рис. 17).

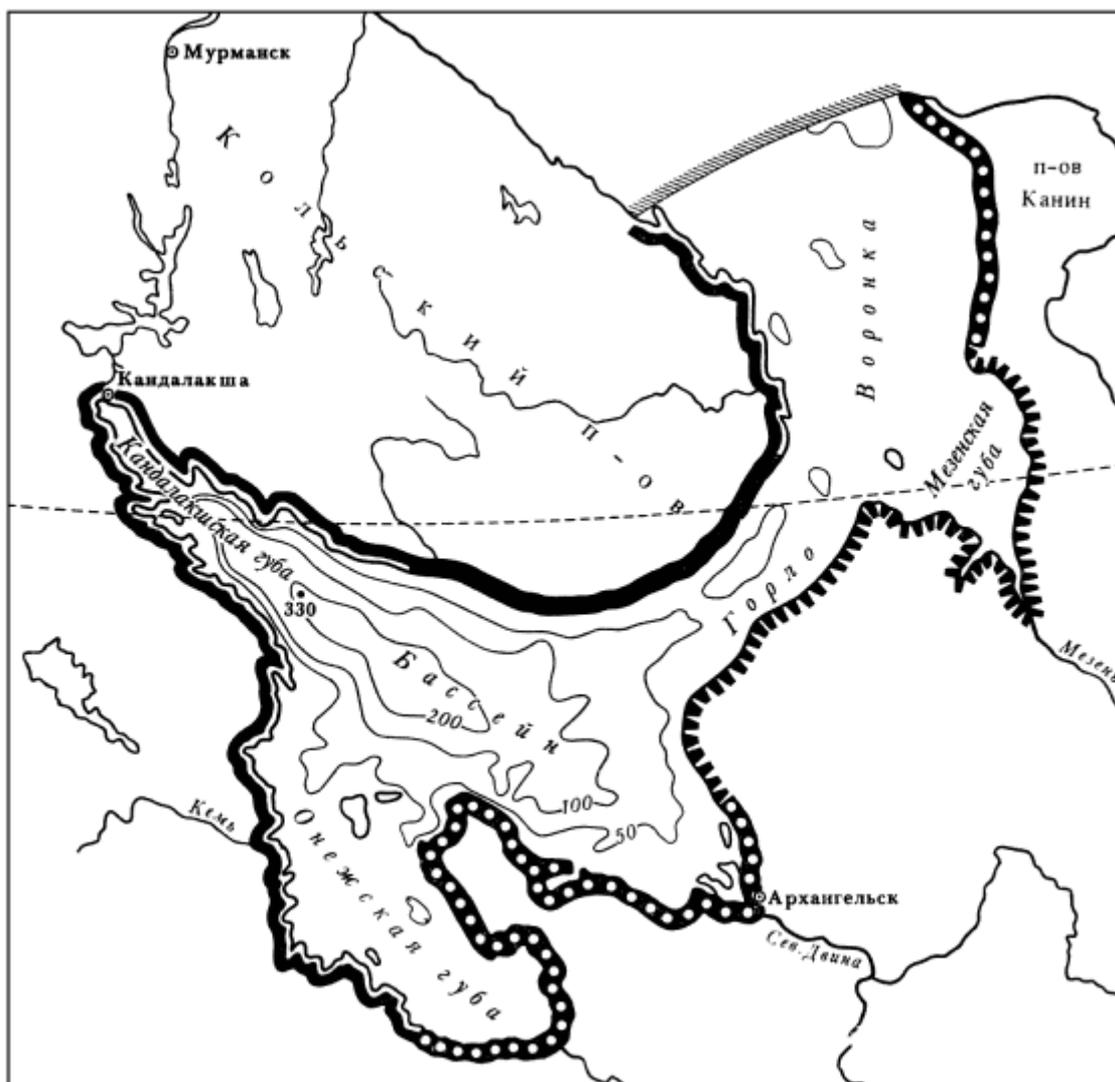


Рис. 17. Типы берегов и рельеф дна Белого моря. Усл. обозначения см. рис. 1

Неровен и сложен рельеф дна моря. Самые глубокие районы моря — Бассейн и Кандалакшский залив, во внешней части которого отмечена максимальная глубина. Довольно плавно уменьшаются глубины от устья к вершине Двинского залива. Несколько приподнято над чашей Бассейна дно мелководного Онежского залива. Дно Горла моря представляет собой подводный желоб глубиной около 50 м, вытянутый вдоль пролива несколько ближе к Терскому берегу. Северная часть моря наиболее мелководна. Глубины ее не превышают 50 м. Дно здесь весьма неровное, особенно у Канинского берега и входа в Мезенский залив. Этот район усеян множеством банок, которые распределяются несколькими грядами и известны под названием «Северные кошки».

Мелководность северной части и Горла по сравнению с Бассейном затрудняет его водообмен с Баренцевым морем, что отражается на гидрологических условиях Белого моря. Положение этого моря на севере умеренного пояса и частично за Полярным кругом, принадлежность к Северному Ледовитому океану, близость Атлантического океана и почти сплошное кольцо окружающей его суши обуславливают как морские, так и континентальные черты в климате моря, что делает климат Белого моря переходным от океанического к материковому. Влияние океана и суши в большей или меньшей степени проявляется во все времена года. Зима на Белом море продолжительная и суровая. В это время над северной частью европейской территории Союза устанавливается обширный антициклон, а над Баренцевым морем развита интенсивная циклоническая деятельность. В связи с этим на Белом море дуют преимущественно юго-западные ветры со скоростью

4—8 м/с. Они несут с собой холодную пасмурную погоду со снегопадом. В феврале среднемесячная температура воздуха почти над всем морем равна  $-14$ — $15^{\circ}$  и только в северной части она повышается до  $-9^{\circ}$ , так как здесь сказывается отепляющее влияние Атлантического океана. При значительных вторжениях относительно теплого воздуха с Атлантики наблюдаются юго-западные ветры и температура воздуха повышается до  $-6$ — $7^{\circ}$ . Смещение в район Белого моря антициклона из Арктики вызывает северо-восточные ветры, прояснение и похолодание до  $-24$ — $26^{\circ}$ , а иногда и очень сильные морозы.

Лето прохладное и умеренно влажное. В это время обычно над Баренцевым морем устанавливается антициклон, а к югу и юго-востоку от Белого моря развивается интенсивная циклоническая деятельность. При такой синоптической обстановке над морем преобладают северо-восточные ветры силой 2—3 балла. Небо покрыто сплошной облачностью, часто выпадают сильные дожди. Температура воздуха в июле равна в среднем 8— $10^{\circ}$ . Проходящие над Баренцевым морем циклоны меняют направление ветра над Белым морем на западное и юго-западное и вызывают повышение температуры воздуха до 12— $13^{\circ}$ . Когда же над северо-восточной Европой устанавливается антициклон, над морем преобладают юго-восточные ветры и ясная солнечная погода. Температура воздуха повышается в среднем до 17— $19^{\circ}$ , а в отдельных случаях в южной части моря она может достигать и  $30^{\circ}$ . Однако летом все же преобладает пасмурная и прохладная погода. Таким образом, на Белом море в течение почти всего года не бывает продолжительной устойчивой погоды, а сезонная смена преобладающих ветров носит муссонный характер. Это важные климатические особенности, существенно влияющие на гидрологические условия моря.

Гидрологическая характеристика. Белое море — одно из холодных арктических морей, что связано не только с его положением в высоких широтах, но и протекающими в нем гидрологическими процессами. Распределение температуры воды на поверхности и в толще моря характеризуется большим разнообразием от места к месту и значительной сезонной изменчивостью. Зимой температура воды на поверхности равна температуре замерзания и имеет порядок  $-0,5$ — $0,7^{\circ}$  в заливах, до  $-1,3^{\circ}$  в Бассейне и до  $-1,9^{\circ}$  в Горле и северной части моря. Эти различия объясняются неодинаковой соленостью в разных районах моря.

Весной после освобождения моря ото льда происходит быстрое нагревание поверхности воды. Летом лучше всего прогрета поверхность сравнительно мелководных заливов (рис. 18). Температура воды на поверхности Кандалакшского залива в августе равна в среднем 14— $15^{\circ}$ , в Бассейне 12— $13^{\circ}$ . Самая низкая температура на поверхности наблюдается в Воронке и Горле, где сильное перемешивание охлаждает поверхностные воды до 7— $8^{\circ}$ . Осенью идет быстрое охлаждение моря и пространственные различия температуры сглаживаются.

Изменение температуры воды с глубиной происходит неодинаково от сезона к сезону в разных районах моря. Зимой температура, близкая к поверхностной, охватывает слой 30—45 м, далее следует ее некоторое повышение до горизонта 75—100 м. Это теплый промежуточный слой — остаток летнего прогрева. Ниже его температура понижается, а с горизонтов 130—140 м и до дна становится равной  $-1,4^{\circ}$ . Весной поверхность моря начинает нагреваться. Прогрев распространяется до 20 м. Отсюда температура резко понижается до отрицательных величин на горизонте 50—60 м.

Летом толщина прогретого слоя увеличивается до 30—40 м (рис. 19). Температура в нем мало отличается от поверхностной. С этих горизонтов наблюдается в начале скачкообразное, а затем более плавное понижение температуры и на горизонте 130—140 м она достигает величины  $-1,4^{\circ}$ .

Осенью охлаждение поверхности моря распространяется до горизонтов 15—20 м и выравнивает температуру в этом слое. Отсюда и до горизонтов 90—100 м температура воды несколько выше, чем в поверхностном слое, так как в подповерхностных (20—100

м) горизонтах еще сохраняется тепло, накопленное за лето. Далее температура снова понижается и от горизонтов 130—140 м и до дна равна  $-1,4^{\circ}$ .

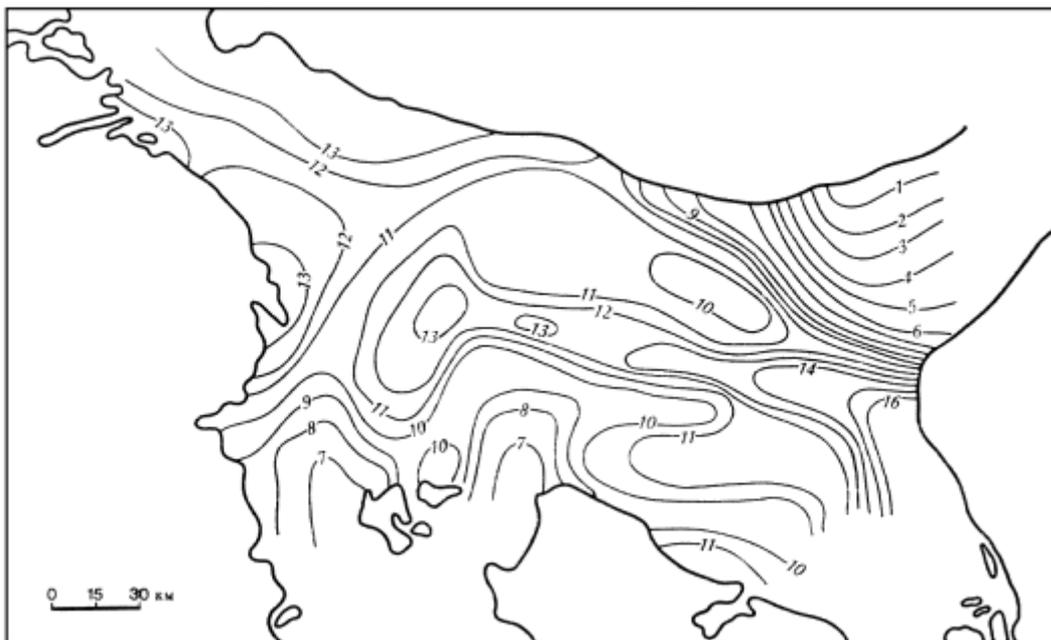


Рис. 18. Распределение летней температуры воды на поверхности центральной части Белого моря

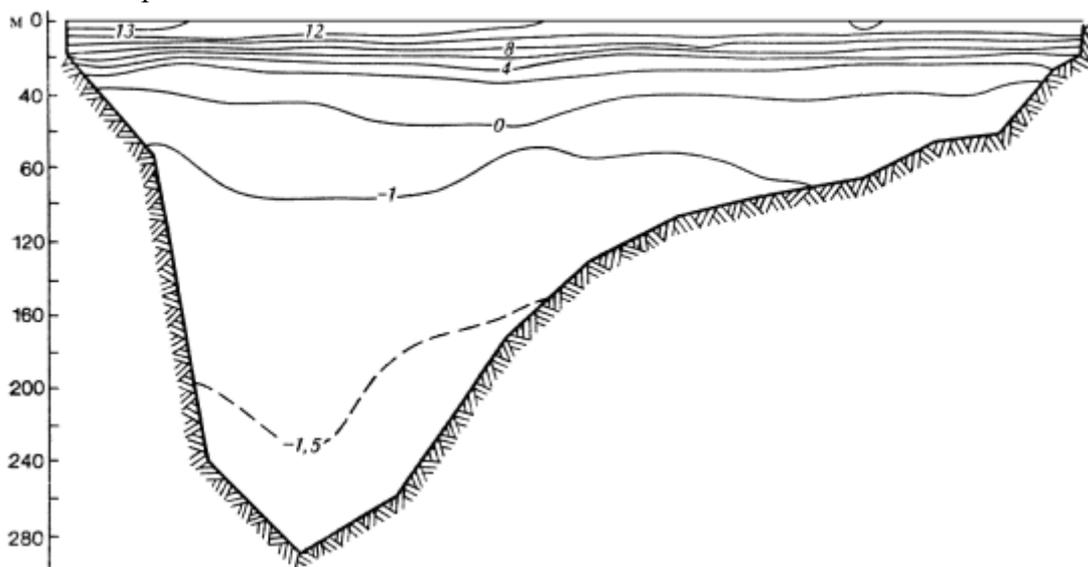


Рис. 19. Распределение летней температуры воды на разрезе м. Зимнегорский — Ивановы Луды

В некоторых районах Бассейна вертикальное распределение температуры воды имеет свои особенности. Впадающие в Белое море реки ежегодно вливают в него около  $215 \text{ км}^3$  пресной воды. Более  $3/4$  всего стока приходится на долю рек, впадающих в Онежский, Двинский и Мезенский заливы. В многоводные годы Северная Двина вносит  $171 \text{ км}^3$ , Мезень  $38,5 \text{ км}^3$ , Онега  $27,0 \text{ км}^3$  воды в год. Впадающие на западном побережье Кемь дает  $12,5 \text{ км}^3$  и Выг  $11,5 \text{ км}^3$  воды в год. Остальные реки дают всего 9% стока. Большой неравномерностью характеризуется и внутригодовое распределение стока рек, текущих в эти заливы, которые весной сбрасывают 60—70% воды. В связи с естественной зарегулированностью озерами многих рек побережья распределение их стока в течение года происходит более или менее равномерно. Максимум стока наблюдается весной и составляет 40% годового стока. У рек, впадающих с юго-востока, весенний паводок более

резкий. Для моря в целом максимальный сток приходится на май, минимальный на февраль—март.

Пресные воды, поступающие в Белое море, повышают уровень воды в нем, вследствие этого избыток воды стекает через Горло в Баренцево море, чему способствует преобладание зимой юго-западных ветров. Вследствие разности плотностей вод Белого и Баренцева морей возникает течение из Баренцева моря. Происходит обмен водами между этими морями. Правда, котловина Белого моря отделена от Баренцева подводным порогом, расположенным на выходе из Горла. Наибольшие глубины его 40 м, что затрудняет обмен глубинными водами между этими морями. Из Белого моря ежегодно вытекает примерно 2200 км<sup>3</sup> воды, а втекает в него около 2000 км<sup>3</sup>/год. Следовательно, за год возобновляется значительно более 2/3 всей массы глубинной (ниже 50 м) беломорской воды.

На выходе из Двинского залива холодные глубинные слои значительно ближе расположены к поверхности, чем в других районах Бассейна. Температура 0° наблюдается здесь всего в 12—15 м от поверхности. Этот район К. М. Дерюгин (1928) назвал «полюсом холода» в Белом море. Его формирование объясняется циклонической циркуляцией поверхностных вод, в центре которой происходит подъем глубинной воды. Она как бы подсасывается снизу взамен воды, уходящей сверху. Очень ярко «полюс холода» выражен летом. В осенне-зимнее время с развитием вертикальной циркуляции он заметен слабее. При выходе из Кандалакшского залива имеет место обратная картина: теплые воды опускаются глубоко вниз. Нулевая температура наблюдается на горизонте 65 м, тогда как в других местах на этом горизонте температура имеет обычно отрицательные величины. По аналогии с первым наименованием К. М. Дерюгин (1928) назвал эту область «полюсом тепла». Его существование связано с влиянием притока однородных и более теплых, по сравнению с окружающими, глубинных вод из Горла, т. е. адвекцией тепла. Это подтверждается увеличением толщины поверхностных теплых вод в области «полюса тепла» осенью, когда приток глубинных вод из Горла становится интенсивнее.

Принципиально иначе распределяется температура воды по вертикали в Горле. Вследствие хорошего перемешивания сезонные различия заключаются в изменении величины температуры всей массы воды, а не в характере изменения ее с глубиной. В отличие от Бассейна здесь внешние термические воздействия воспринимает вся масса воды как одно целое, а не от слоя к слою.

Соленость Белого моря ниже средней солености океана. Ее величины неравномерно распределяются на поверхности моря, что обусловлено особенностями размещения речного стока, половину которого дает Северная Двина, поступлением вод из Баренцева моря, переносом вод морскими течениями. Величины солености обычно увеличиваются от вершин заливов к центральной части Бассейна и с глубиной, хотя в каждый сезон наблюдаются свои особенности распределения солености.

Зимой соленость на поверхности повсеместно повышена. В Горле и Воронке она равна 29,0—30,0‰, а в Бассейне 27,5—28,0‰. Наиболее опреснены устьевые области рек. В Бассейне величины поверхностной солености прослеживаются до горизонтов 30—40 м, откуда они вначале резко, а затем плавно увеличиваются ко дну.

Весной поверхностные воды значительно опреснены (до 23,0‰, а в Двинском заливе до 10,0—12,0‰) на востоке и гораздо меньше (до 26,0—27,0‰) на западе. Это объясняется сосредоточением основной части речного стока на востоке, а также выносом льдов с запада, где они образуются, но не тают, поэтому не оказывают опресняющее действие. Пониженная соленость наблюдается в слое 5—10 м ниже она резко увеличивается до горизонтов 20—30 м, а затем плавно повышается ко дну.

Летом соленость на поверхности понижена и изменчива в пространстве. Характерный пример распределения величин солености на поверхности показан на рис. 20. Диапазон величин солености довольно значителен. В Бассейне опреснение распространяется до горизонтов 10—20 м, отсюда соленость сначала резко и далее плавно увеличивается до

дна (рис. 21). В заливах опреснение охватывает только верхний 5-метровый слой, что связано с компенсационными потоками, возмещающими убыль вод, выносимых стоковыми поверхностными течениями. А. Н. Пантюлин отметил, что вследствие различия толщины слоя пониженной солености в заливах и в Бассейне к последнему приурочен максимум опреснения, полученный при подсчете интегральной по глубине солености. Это означает, что центральная часть Бассейна представляет собой своеобразный накопитель относительно распресненных вод, поступающих из Двинского и Кандалакшского заливов. Это своеобразная гидрологическая черта Белого моря.

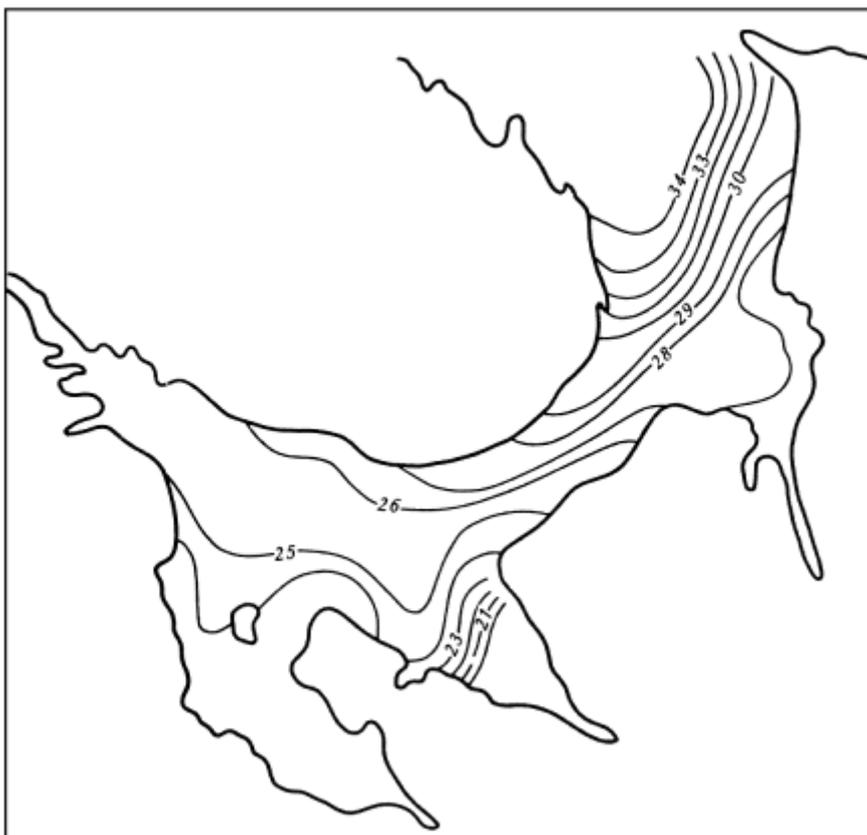


Рис. 20. Распределение солености на поверхности Белого моря

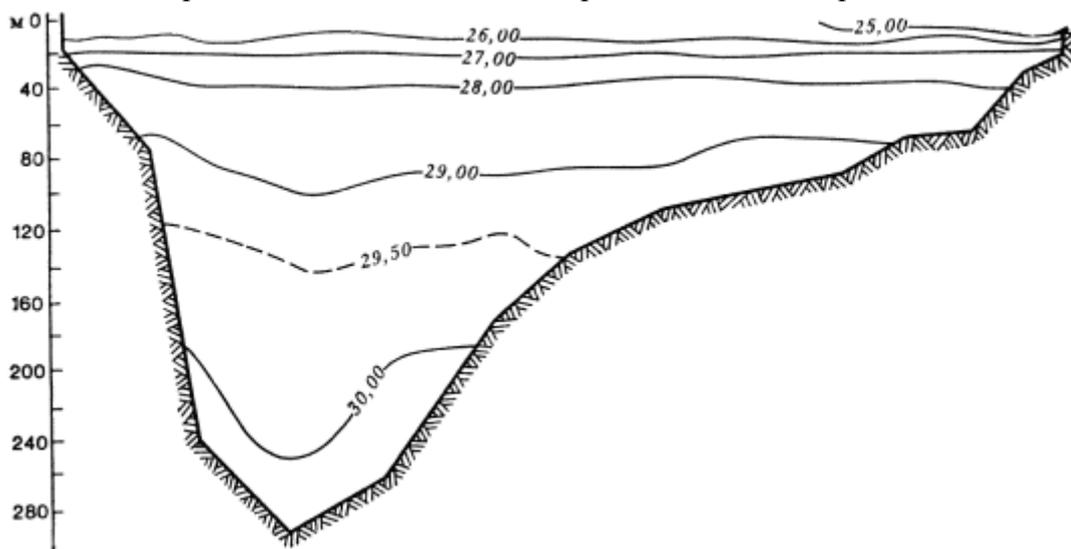


Рис. 21. Распределение солености на разрезе м. Зимнегорский — Ивановы Луды

Осенью соленость на поверхности увеличивается в связи с сокращением речного стока и началом льдообразования. В Бассейне ее примерно одинаковые величины наблюдаются

до горизонтов 30—40 м, отсюда они увеличиваются до дна. В Горле, Онежском и Мезенском заливах приливное перемешивание делает вертикальное распределение солености более однообразным в течение всего года. Плотность воды Белого моря в первую очередь определяет соленость. Наибольшая плотность наблюдается в Воронке, Горле и центральной части Бассейна осенью и зимой. Летом плотность понижена. Величины плотности довольно резко увеличиваются с глубиной в соответствии с вертикальным распределением солености, что создает устойчивую стратификацию вод. Она затрудняет ветровое перемешивание, глубина которого при сильных осенне-зимних штормах равна примерно 15—20 м, а в весенне-летний сезон ограничивается горизонтами 10—12 м.

Несмотря на сильное охлаждение осенью и зимой и интенсивное льдообразование, переслоенность вод позволяет распространиться конвекции на большей части моря лишь до горизонтов 50—60 м. Несколько глубже (80—100 м) зимняя вертикальная циркуляция проникает вблизи Горла, где этому способствует интенсивная турбулентность, связанная с сильными приливными течениями. Ограниченная глубина распространения осенне-зимней конвекции — характерная гидрологическая черта Белого моря. Однако его глубинные и придонные воды не остаются в застойном состоянии или крайне медленного освежения в условиях их затрудненного обмена с баренцевоморскими. Глубинные воды Бассейна формируются ежегодно зимой в результате смешения поверхностных вод, поступающих в Воронку из Баренцева моря и из Горла Белого моря. При льдообразовании соленость и плотность смешанных здесь вод увеличиваются и они сползают по склонам дна из Горла в придонные горизонты Бассейна. Постоянство температуры и солености глубинных вод Бассейна — это не застойное явление, а следствие однообразных условий образования этих вод.

Структура вод Белого моря формируется главным образом под воздействием опреснения материковым стоком и водообмена с Баренцевым морем, а также приливного перемешивания, особенно в Горле и Мезенском заливе и зимней вертикальной циркуляции. На основе анализа кривых вертикального распределения океанологических характеристик В. В. Тимонов (1950) выделил следующие типы вод в Белом море: баренцевоморские (в чистом виде представлены только в Воронке), опресненные воды вершин заливов, воды верхних слоев Бассейна, глубинные воды Бассейна, воды Горла.

Применение T, S-анализа к разным районам Белого моря позволило А. Н. Пантюлину (1975) установить существование двух водных масс в мелководных (до глубин 50 м) частях моря. В глубоких районах Бассейна и Кандалакшского залива прослеживаются поверхностная существенно прогретая и опресненная летом, промежуточная ( $T = -0,7—1,0^{\circ}$ ,  $S = 28,5—29,0\%$ ) с ядром в большинстве случаев на горизонте 50 м, глубинная — высокосоленая с температурой, близкой к температуре замерзания, водные массы. Отмеченная структура вод — характерная гидрологическая черта Белого моря.

Горизонтальная циркуляция вод Белого моря складывается под совокупным воздействием ветра, речного стока, приливов, компенсационных потоков, поэтому она разнообразна и сложна в деталях. Результирующее движение образует направленное против часовой стрелки перемещение вод, свойственное морям Северного полушария (рис. 22).

Вследствие сосредоточения речного стока главным образом в вершинах заливов здесь возникает сточное течение, направленное в открытую часть Бассейна. Под влиянием силы Кориолиса движущиеся воды прижимаются к правому берегу и из Двинского залива уходят вдоль Зимнего берега в Горло. У Кольского берега проходит течение из Горла в Кандалакшский залив, из которого воды перемещаются вдоль Карельского берега в Онежский залив и вытекают из него у его правого берега. Перед входом из заливов в Бассейне создаются слабые циклонические круговороты, возникающие между движущимися в противоположных направлениях водами. Эти круговороты вызывают антициклональное движение вод между ними. Вокруг Соловецких островов

прослеживается движение вод по часовой стрелке. Скорости постоянных течений невелики и обычно равны 10—15 см/с, в узкостях и у мысов они достигают 30—40 см/с. Гораздо большие скорости в некоторых районах имеют приливные течения. В Горле и Мезенском заливе они достигают 250 см/с, в Кандалакшском — 30—35 см/с и Онежском заливе — 80—100 см/с. В Бассейне приливные течения по скорости примерно равны постоянным.

В Белом море хорошо выражены приливы (см. рис. 22). Поступательная приливная волна из Баренцева моря распространяется вдоль оси Воронки до вершины Мезенского залива. Проходя поперек входа в Горло, она вызывает волны, проходящие через Горло в Бассейн, где они отражаются от Летнего и Карельского берегов. Сложение отраженных от берегов и набегающих волн создает стоячую волну, которая создает приливы в Горле и Бассейне Белого моря. Они имеют правильный полусуточный характер. Благодаря конфигурации берегов и характеру рельефа дна, наибольшая величина прилива (около 7,0 м) наблюдается в Мезенском заливе, у Канинского берега, Воронки и у о. Сосновец, в Кандалакшском заливе она несколько превышает 3 м. В центральных районах Бассейна, Двинском и Онежском заливах приливы меньше.

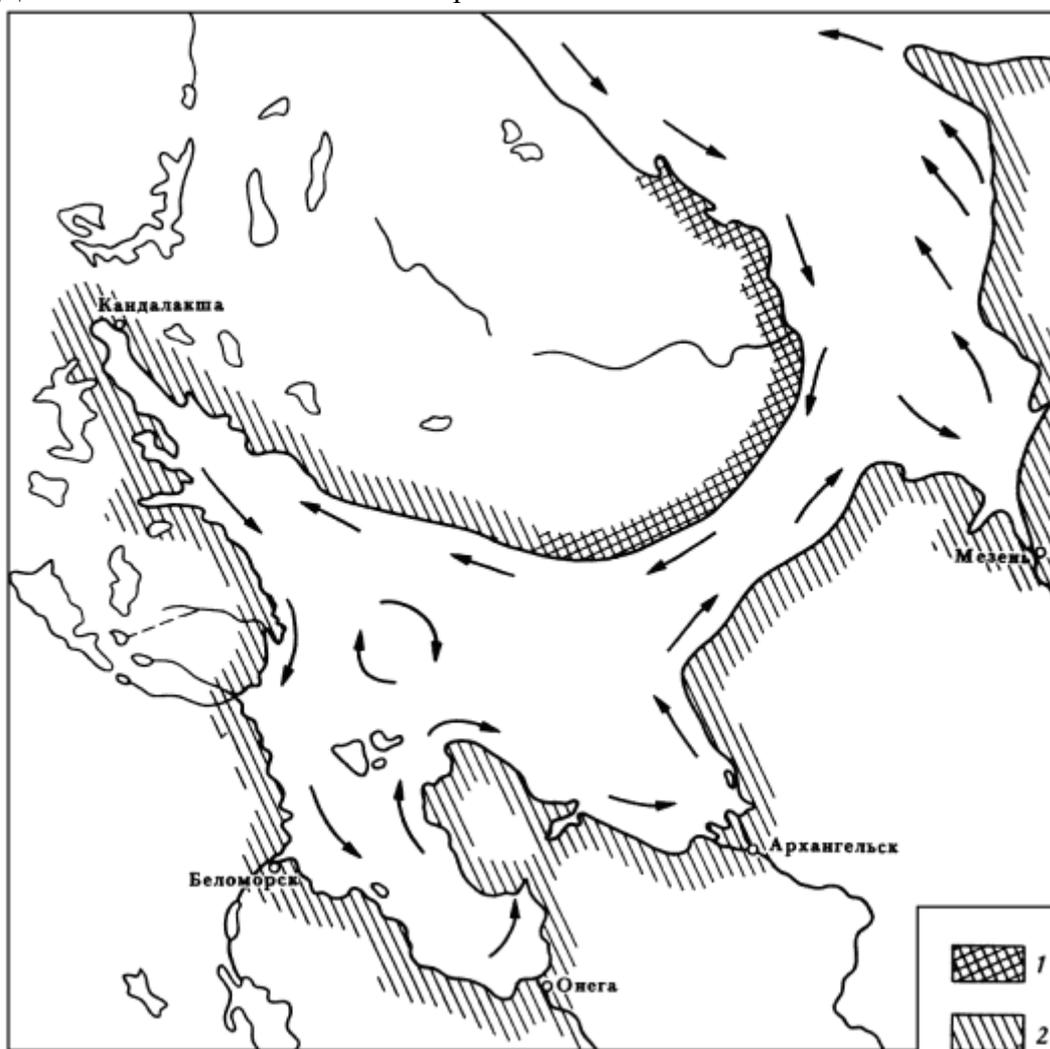


Рис. 22. Течения на поверхности и характер приливов в Белом море:  
1 — полусуточные; 2 — полусуточные мелководные

Приливная волна распространяется на большие расстояния вверх по рекам. В Северной Двине, например, прилив заметен в 120 км от устья. При этом движении приливной волны уровень воды в реке поднимается, но внезапно он приостанавливает

свое повышение или даже несколько понижается, а затем снова продолжает повышаться. Такой процесс называется «маниха» и объясняется влиянием различных приливных волн.

В широко открытом к морю устье Мезени прилив задерживает речное течение и образует высокую волну, которая, подобно водяной стене, движется вверх по реке, высота ее иногда несколько метров. Это явление здесь называют «накат», на Ганге — «бор», а на Сене — «маскаре».

Белое море принадлежит к числу бурных морей. Наиболее сильное волнение наблюдается в октябре—ноябре с северной части и Горле моря. В это время наблюдается волнение преимущественно 4—5 баллов и более. Однако небольшие размеры водоема не позволяют развиваться крупным волнам. В Белом море преобладают волны высотой до 1 м. Изредка они достигают высоты 3 м и как исключение 5 м. Наиболее спокойно море во второй половине лета, в июле—августе. В это время преобладает волнение силой 1—3 балла. Уровень Белого моря испытывает периодические полусуточные приливные колебания и непериодические сгонно-нагонные изменения. Наибольшие нагоны наблюдаются в осенне-зимний сезон при северо-западных и северо-восточных ветрах. Подъем уровня может достигать 75—90 см. Самые сильные сгоны отмечаются зимой и весной при юго-западных ветрах. Уровень в это время понижается на 50—75 см. Сезонный ход уровня характеризуется его низким положением зимой, некоторым повышением от весны к лету и сравнительно быстрым ростом от лета к осени. В октябре он достигает наивысшего положения, за которым следует его снижение.

В устьевых участках крупных рек сезонные колебания уровня определяются главным образом распределением речного стока в течение года. Каждую зиму Белое море покрывается льдом, который совершенно исчезает весной, поэтому оно относится к морям с сезонным ледяным покровом (рис. 23). Раньше всего (примерно в конце октября) лед появляется в устье Мезени, а позднее всего (в январе) у Терского берега Воронки и Горла. Льды Белого моря на 90% плавучие. Все море покрывается льдом, но это не сплошной покров, а постоянно дрейфующий лед, местами сгущенный, а местами разреженный под влиянием ветров и течений. Весьма существенная черта ледового режима Белого моря — постоянный вынос льда в Баренцево море. С ним связаны полыньи, постоянно образующиеся среди зимы, которые быстро затягиваются молодым льдом.

Таким образом, в море льдообразование преобладает над таянием, что отражается на тепловом состоянии моря. Как правило, плавучий лед имеет толщину 35—40 см, но в суровые зимы может достигать 135 и даже 150 см. Припай в Белом море занимает очень маленькую площадь. Ширина его не превышает 1 км. Раньше всего (в конце марта) льды исчезают в Воронке. К концу мая обычно все море освобождается ото льдов, но иногда полное очищение моря происходит только в середине июня.

Гидрохимические условия. Вода Белого моря богата насыщена растворенным кислородом. В начале лета в поверхностных слоях наблюдается пересыщение кислородом, составляющим 110—117%. К концу этого сезона под влиянием бурного развития зоопланктона содержание кислорода понижается. В глубинных слоях количество растворенного кислорода составляет в течение года 70—80% насыщения.

Для режима биогенных веществ характерно сохранение стратификации круглый год. Количество фосфатов увеличивается ко дну. Повышенное содержание нитратов отмечается в области «полюса холода». Весной и летом наблюдается обычно истощение биогенных солей в зоне фотосинтеза. В слое 0—25 см почти полностью отсутствуют биогенные элементы с июня по сентябрь. Зимой, напротив, они достигают своих максимальных величин. Особенностью гидрохимии вод Белого моря является исключительное богатство их силикатами, что связано с обильным речным стоком, с которым в море попадает много кремния.

Хозяйственное использование. Хозяйственная деятельность на Белом море в настоящее время связана с использованием его биологических ресурсов и работой морского транспорта. Для этого моря характерно разнообразие органических богатств,

добываемых для хозяйственных нужд. Здесь развиты рыбоводство, промысел морского зверя и водорослей. В видовом составе уловов рыбы преобладают навага, беломорская сельдь, корюшка, треска, семга. В последние годы возобновлен промысел гренландского тюленя на льдах Белого моря, продолжается добыча кольчатой нерпы и белухи. Ведется добыча водорослей, перерабатываемых на Архангельском и Беломорском водорослевых комбинатах.

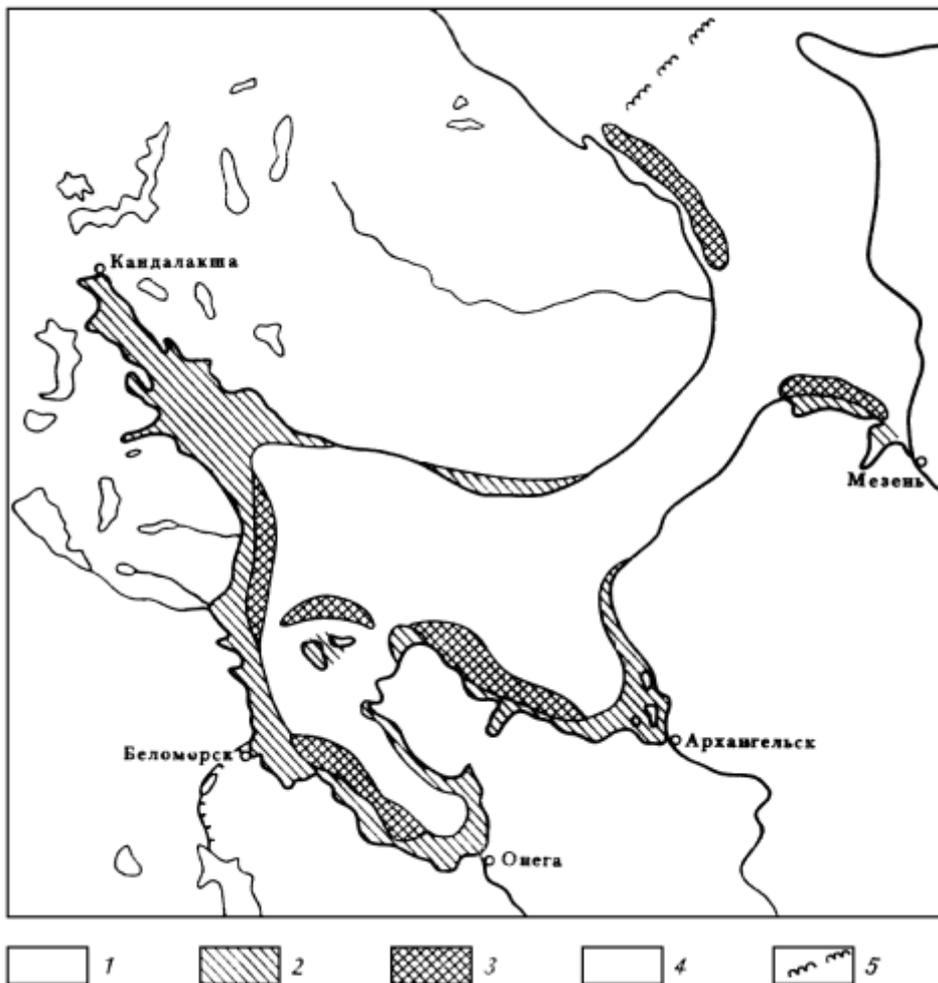


Рис. 23. Ледяной покров в Белом море зимой: 1 — дрейфующие льды; 2 — припай; 3 — полынья; 4 — чистая вода; 5 — граница плавучих льдов

В перспективе намечается использование приливной энергии и строительство ПЭС в Мезенском заливе. Белое море — важный транспортный бассейн страны со значительным объемом грузоперевозок. В структуре грузопотоков преобладают лес и лесоматериалы, вывозимые через Архангельск — самый крупный порт на Белом море. Кроме того, перевозятся стройматериалы, различное оборудование, рыба и рыбопродукты, химические грузы и пр. Значительное место занимают перевозки пассажиров на внутренних линиях и обслуживание морского туризма.

Небольшое по размерам, но разнообразное и сложное по природным условиям Белое море пока еще изучено не полностью и остается немало разноплановых проблем для его дальнейшего исследования. К наиболее важным гидрологическим проблемам следует отнести общую циркуляцию вод, прежде всего составление четких представлений о постоянных течениях, их распределении и характеристиках. Весьма важно выяснить соотношение ветрового, приливного и конвективного перемешивания в разных частях моря, особенно в пограничном районе Горло — Бассейн, что уточнит имеющиеся сведения о формировании и вентиляции глубинных вод моря. Существенный вопрос —

изучение ледового баланса моря, так как с ним связаны его термические и ледовые условия. Углубление гидрологических и гидрохимических исследований позволит успешно решать вопросы по предотвращению загрязнения моря, что представляет собой актуальную задачу нашего времени.

### **Моря советской Арктики**

Группа арктических морей СССР объединяет близкие по природе окраинные моря Северного Ледовитого океана: Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское. Все они лежат за полярным кругом, на юге ограничены естественным рубежом — побережьем Евразии, а на севере широко и свободно сообщаются с океаном и отделяются от него условными границами — линиями, проходящими примерно по окраине шельфа. Между собой эти моря разделены в основном островами, а также условными линиями. Рассматриваемые моря почти целиком расположены в пределах шельфа. С запада широкий и относительно глубокий пролив между Шпицбергом и Скандинавией связывает их с Норвежским морем, а на востоке узкий и мелкий Берингов пролив соединяет с Беринговым морем. Следовательно, западные районы арктических морей испытывают сильное, а восточные незначительное воздействие прилегающих морей соответственно Атлантического и Тихого океанов, что служит важным фактором формирования особенностей природных условий в каждом из рассматриваемых морей Арктики.

Все они геологически молодые и одинаковы по происхождению. В ледниковое время на их месте была суша, покрытая льдом. В результате послеледниковой трансгрессии ее низменные участки оказались затопленными водой, а возвышенные — остались над ее поверхностью в виде островов и полуостровов.

подавляющая часть пространств наших арктических морей лежит в области сравнительно небольших (до 200 м) глубин, но рельеф дна существенно различен у каждого из них (рис. 24). Он наиболее сложен и расчленен в Баренцевом и Карском морях, упрощается и выравнивается по мере движения к востоку. На северных окраинах морей Карского, Лаптевых и Чукотского прослеживаются относительно глубокие подводные желобы, проникающие сравнительно далеко в мелководные районы этих морей. Отмеченная особенность — важная черта их рельефа дна. Положение в высоких широтах обуславливает недостаток солнечного тепла и соответственно слабый радиационный прогрев арктических морей. Однако в каждом из них инсоляция неодинакова, поэтому имеют место пространственные различия температуры воздуха. Относительно теплые крайние западное и восточное моря, наиболее холодные центральные, особенно Восточно-Сибирское.

Арктические моря испытывают влияние Полярного и Сибирского максимумов, Исландского и Алеутского минимумов, что определяет в общем муссонный тип атмосферной циркуляции над морями. В зависимости от расположения и интенсивности этих центров действия атмосферы складываются определенные синоптические условия над обширными пространствами арктических морей. Зимой для их западных и восточных районов характерна развитая циклоническая деятельность. Циклоны перемещаются с Атлантического и Тихого океанов и вызывают усиление ветров, резкую смену погоды. В центральных морях преобладает антициклональная малооблачная погода со слабыми ветрами. Летом климатические различия между отдельными морями сглаживаются, так как изменяется характер атмосферной циркуляции и она становится менее интенсивной. Летние циклоны не так глубоки, как зимние, и быстро заполняются. Главную роль в это время года играет непрерывный поток солнечной радиации, поступающей в течение полярного дня. Суровый климат — характерная природная черта арктических морей.

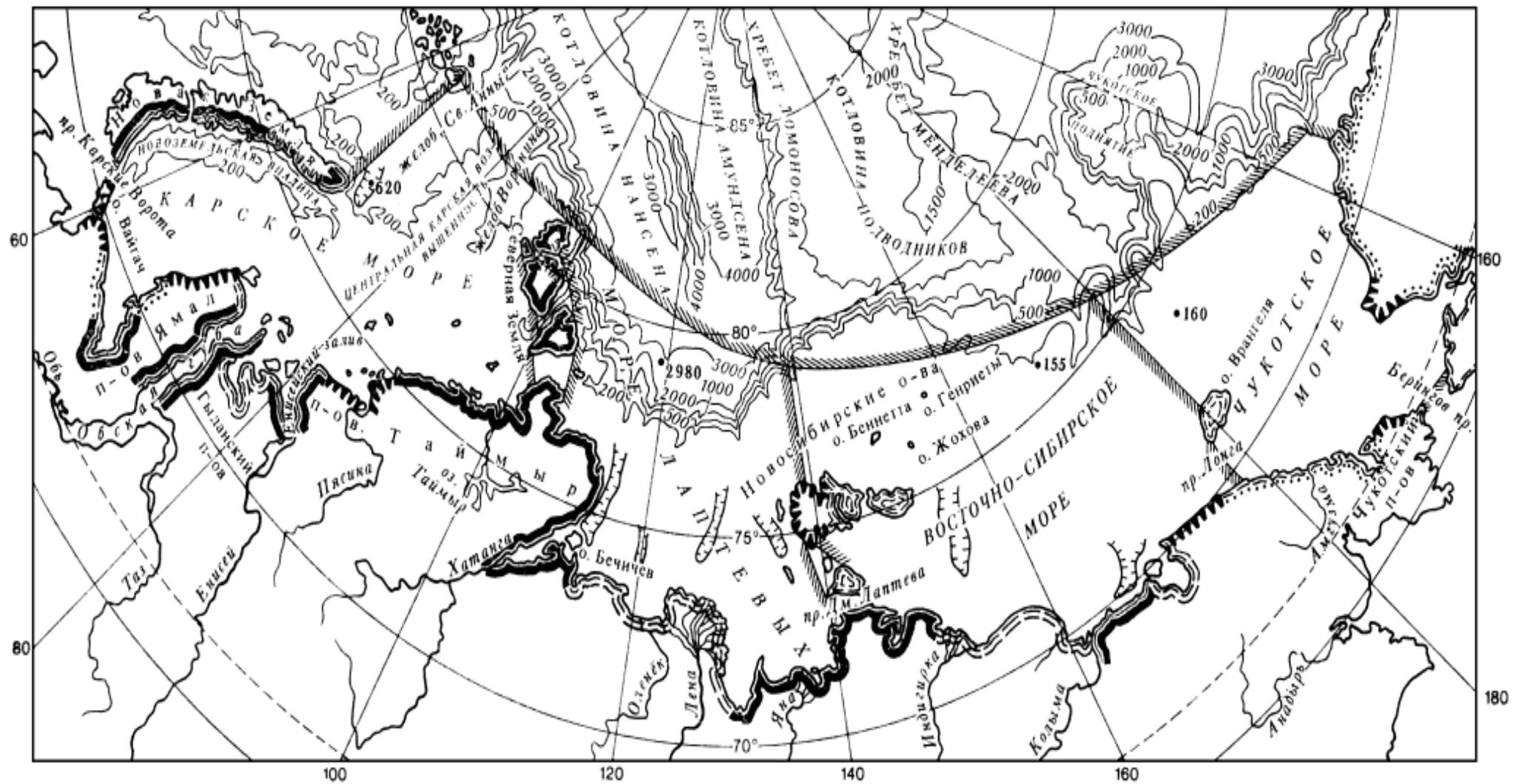


Рис. 24. Типы берегов и рельеф дна морей Сибирской Арктики.

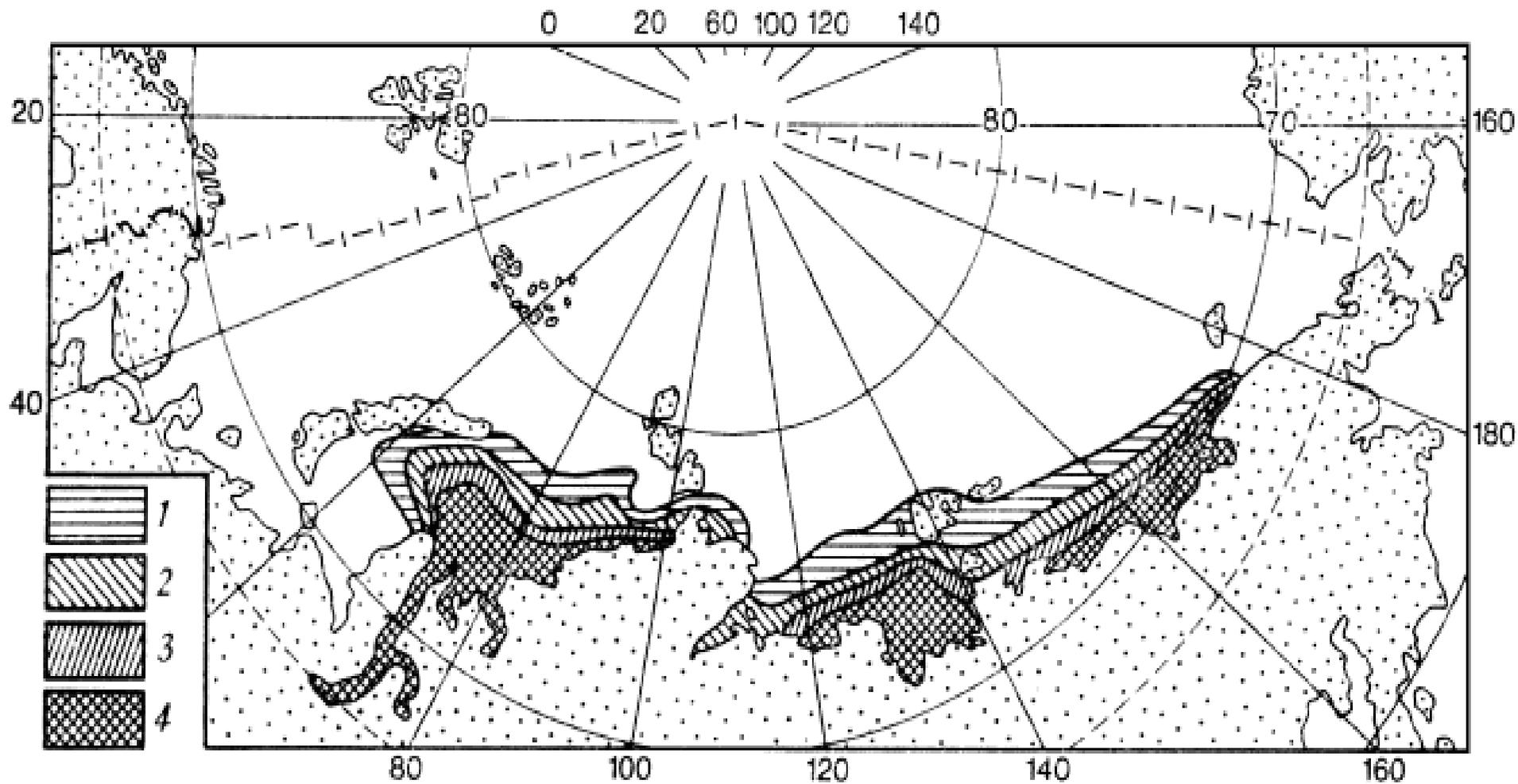


Рис. 25. Распределение речных вод в арктических морях, %: 1 — 70—50; 2 — 80—70; 3 — 90—80; 4 — >90

Рассматриваемым морям свойствен большой материковый сток. Он особенно велик в морях Сибирской Арктики, куда реки несут ежегодно около  $2340 \text{ км}^3$  воды (рис. 25). Значительно меньше речных вод получает Баренцево море, в котором подавляющая часть стока сосредоточена в юго-восточной части. Основная масса материковой воды поступает в моря весной, когда они еще покрыты льдом, и в течение короткого лета. Вследствие своей малой плотности она растекается по поверхности холодных морских вод и прослеживается на значительном удалении от устьевых областей. Речные воды — весьма существенный фактор формирования гидрологических условий арктических морей, особенно сибирских. С севера, запада и востока в моря Арктики поступают воды соответственно Северного Ледовитого, Атлантического и Тихого океанов. Холодные поверхностные воды Центрального Арктического бассейна распространяются на северных окраинах всех морей. Теплые и соленые воды Атлантики поверхностными течениями разносятся в разные районы Баренцева моря и в виде глубокой (200—400 м) прослойки они проникают по подводным желобам в Карское, Лаптевых и Чукотское моря. Теплые и соленые воды тихоокеанского происхождения хорошо выражены в нижних горизонтах Чукотского и отчасти Восточно-Сибирского морей. Притоком вод из соседних бассейнов определяются многие особенности арктических морей.

В результате смешения речных и упомянутых океанских вод образуются поверхностные арктические воды. Они несколько распреснены, относительно прогреты и занимают подавляющую часть пространств сибирских арктических морей (рис. 26). На небольших глубинах (до 25—50 м) эти воды распространены от поверхности до дна. Летом они расслоены по вертикали, зимой — однородны. В более глубоких районах под поверхностными водами располагается более соленая и холодная прослойка, а в глубоких желобах ее подстилают относительно теплые и соленые атлантические воды.

Отмеченная вертикальная структура вод в сибирских арктических морях затрудняет развитие конвективного перемешивания в районах сравнительно больших глубин, несмотря на сильное охлаждение и интенсивное льдообразование. В Баренцевом море стратификация вод менее обострена, поэтому конвекция здесь развита в большей степени. Для сибирских арктических морей в общем характерно перемещение поверхностных вод с запада на восток вдоль материкового побережья и в обратном направлении в их северных районах. Заметно проявляются течения вокруг островов. Некоторые различия наблюдаются при преобладании антициклонического (рис. 27 I) и циклонического (II) типов атмосферной циркуляции. Циркуляция вод Баренцева моря осложнена потоками, поступающими из соседних с ним океанов.

Арктические моря — приливные. В зависимости от конфигурации берегов приливы имеют большие или меньшие высоты. Льды круглогодично присутствуют во всех арктических морях (рис. 28). Даже летом сюда простираются отроги океанических ледяных массивов. Это их наиболее яркая отличительная особенность. В восточной части моря Лаптевых и в западной Восточно-Сибирского наиболее широко (на тысячи километров) распространен припай. Это особый припайный район. Характерная черта арктических морей — образование крупных и местами постоянных заприпайных полыней. При сходстве морей Арктики в целом каждое из них имеет свою специфику.

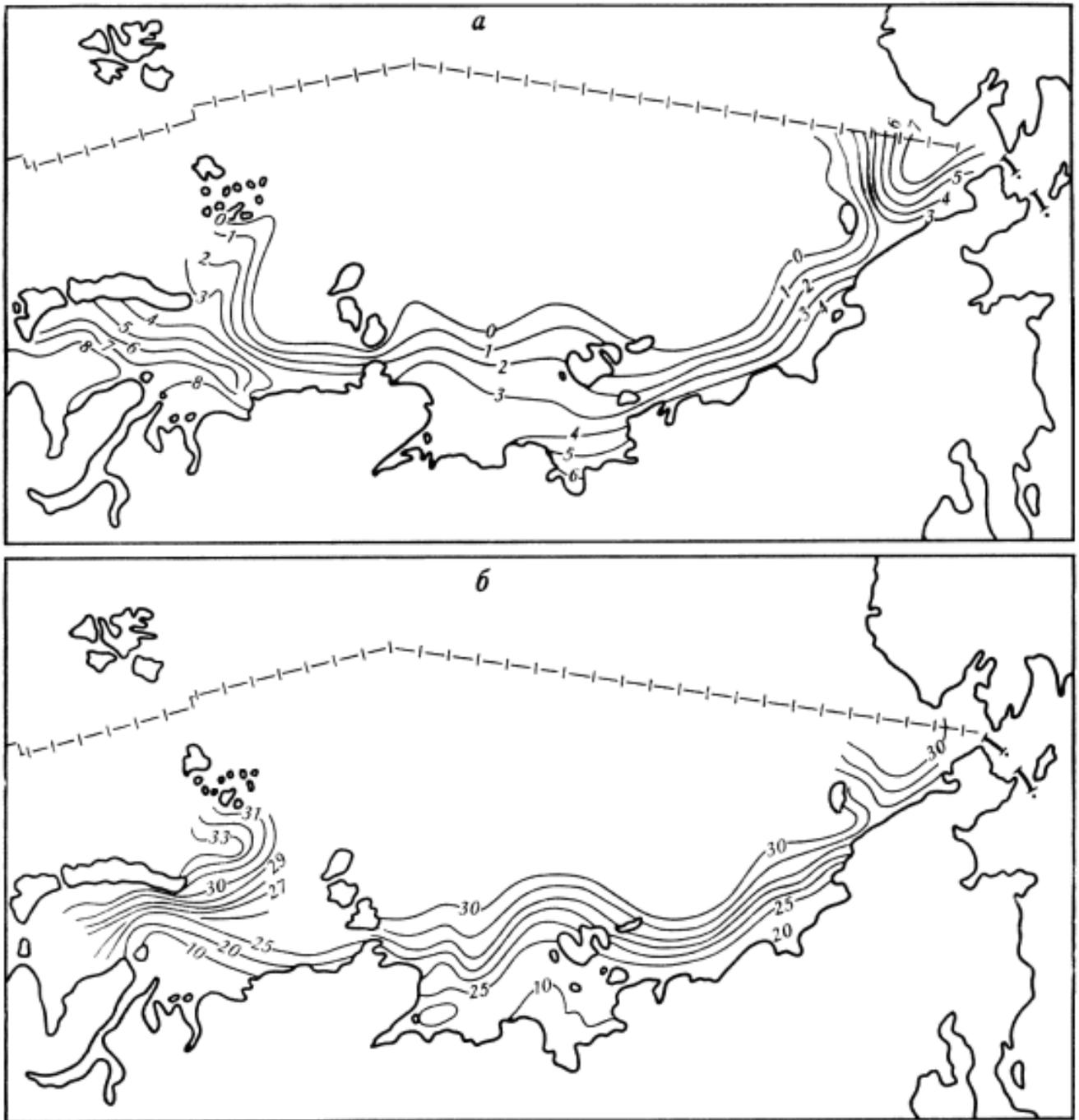


Рис. 26. Распределение температуры (а) и солености (б) на поверхности арктических морей летом

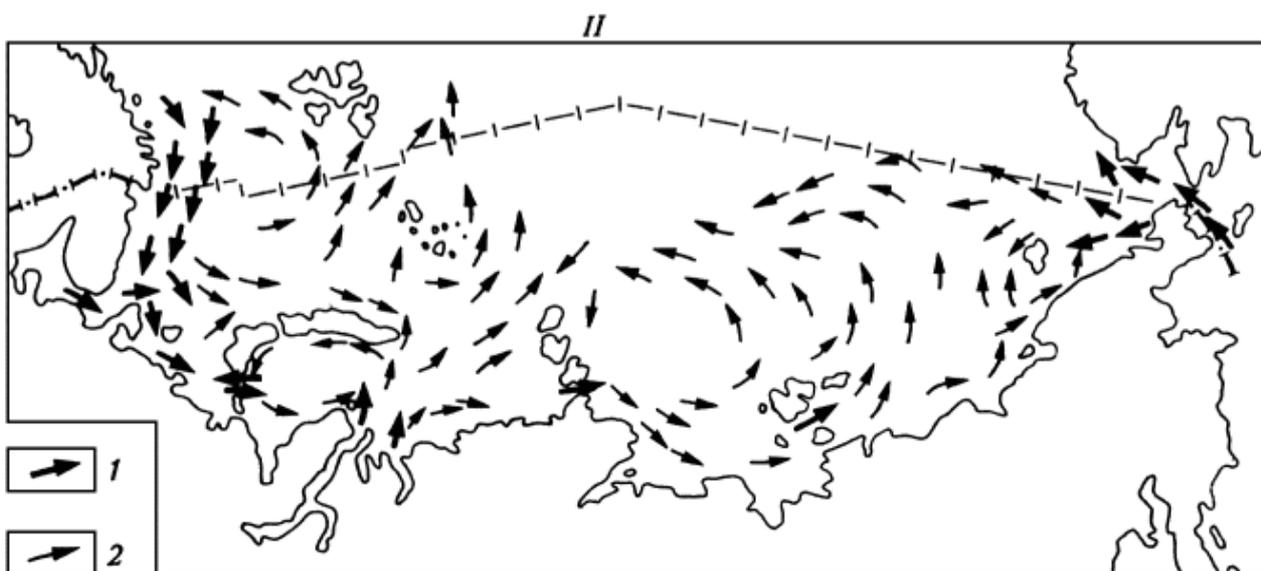
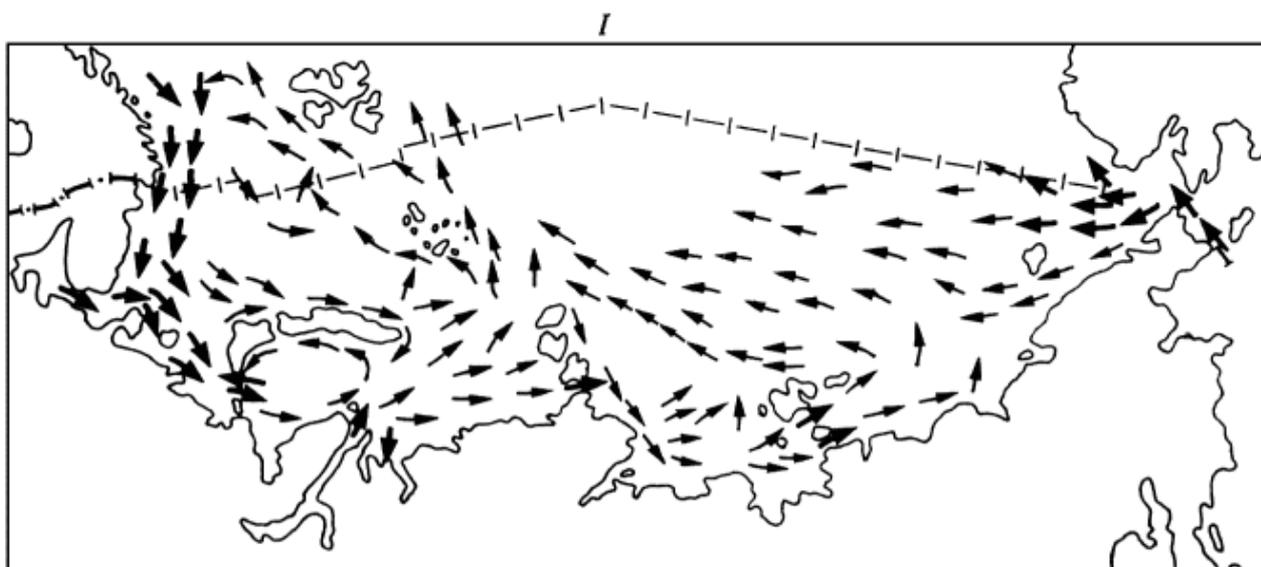


Рис. 27. Циркуляция поверхностных вод в арктических морях:  
 1 — скорость течения  $>0,1$  узла, 2 — то же  $0,1$  узла и меньше

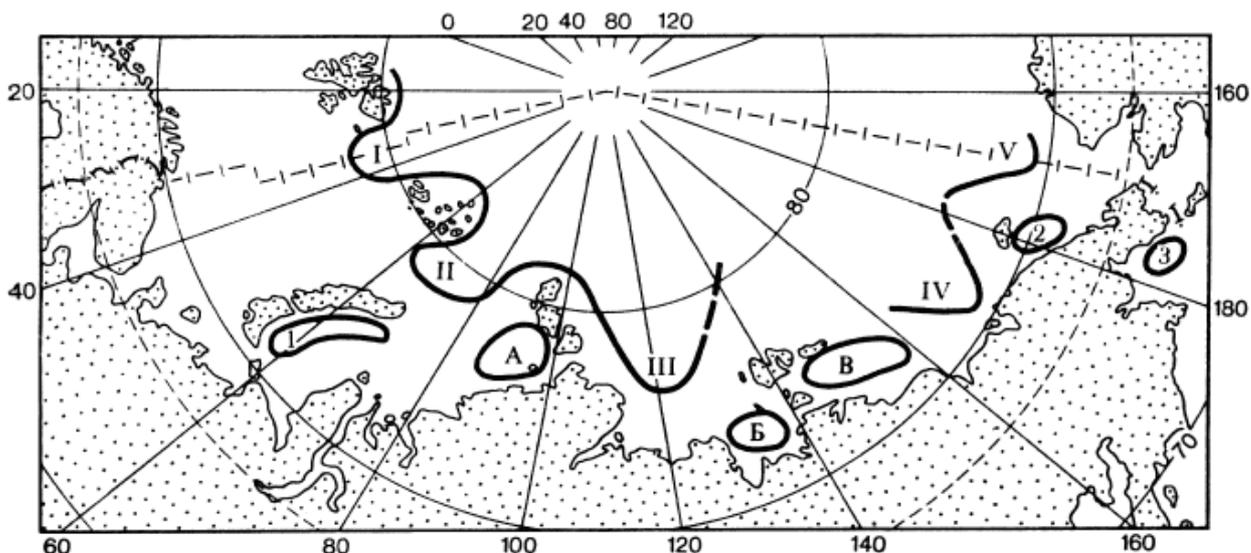


Рис. 28. Ледяной покров в арктических морях летом:

Отроги океанических массивов: I — Шпицбергенский; II — Карский, III — Таймырский; IV — Айонский; V — Чукотский. Локальные массивы дрейфующих льдов: 1 — Новоземельский, 2 — Врангелевский, 3 — Анадырский. Локальные массивы припайных льдов: А — Североземельский, Б — Янский, В — Новосибирский

## Баренцево море

Основные физико-географические черты. Среди арктических морей нашей страны оно занимает самое западное положение. Это море имеет естественные рубежи на юге и отчасти на востоке, в остальных частях его границами служат условные линии, проведенные в соответствии с гидрометеорологическими и геологическими признаками. Границы моря закреплены специальным постановлением ЦИК СССР от 27 июня 1935 г. Его западной границей принята линия м. Южный (о. Шпицберген) — о. Медвежий — м. Нордкап. Южным пределом моря служит берег материка и линия м. Святой Нос — м. Канин Нос, отделяющая его от Белого. С востока море ограничено западным побережьем островов Вайгач и Новая Земля и далее линией м. Желания — м. Кользат. На севере граница моря проходит по северной окраине островов архипелага Земли Франца-Иосифа далее от м. Мэри-Хармсуорт (о. Земля Александры) через острова Виктория и Белый к м. Ли-Смит, который расположен на о. Северо-Восточная Земля (архипелаг Шпицберген). В этих границах море находится между параллелями  $81^{\circ}52'$  и  $66^{\circ}44'$  с. ш. и между меридианами  $16^{\circ}30'$  и  $68^{\circ}32'$  в. д.

Расположенное в основном на Северо-Европейском шельфе, открытое к центральному Арктическому бассейну и к морям Норвежскому и Гренландскому Баренцево море относится к типу материковых окраинных морей. Это одно из самых больших по размерам морей СССР. Его площадь равна 1 млн. 424 тыс. км<sup>2</sup>, объем 316 тыс. км<sup>3</sup>, средняя глубина 222 м, максимальная глубина 600 м.

В Баренцевом море много островов. В их числе крупнейшие полярные архипелаги — Шпицберген и Земля Франца-Иосифа, а также острова Новая Земля, Колгуев, Медвежий и др. Небольшие острова в основном сгруппированы в архипелаги, расположенные вблизи материка или более крупных островов, например Крестовые, Горбовые, Гуляевы Кошки и пр. Большое количество островов и отмеченное их расположение — одна из географических особенностей моря. Его сложная расчлененная береговая линия образует многочисленные мысы, фьорды, заливы, бухты. Вследствие разнообразия

баренцевоморского побережья его отдельные участки относят к различным морфологическим типам берегов. Они показаны на карте (рис. 29), из которой видно, что в Баренцевом море преобладают абразионные берега, но встречаются аккумулятивные и ледяные. Северные берега Скандинавии и Кольского полуострова — гористы и круто обрываются к морю, изрезаны многочисленными фьордами. Для юго-восточной части моря характерны низменные пологие берега. Западное побережье Новой Земли невысокое и всхолмленное, в его северной части вплотную к морю подходят ледники. Некоторые из них стекают прямо в море. Подобные берега встречаются на Земле Франца-Иосифа и на северо-восточном острове архипелага Шпицбергена.

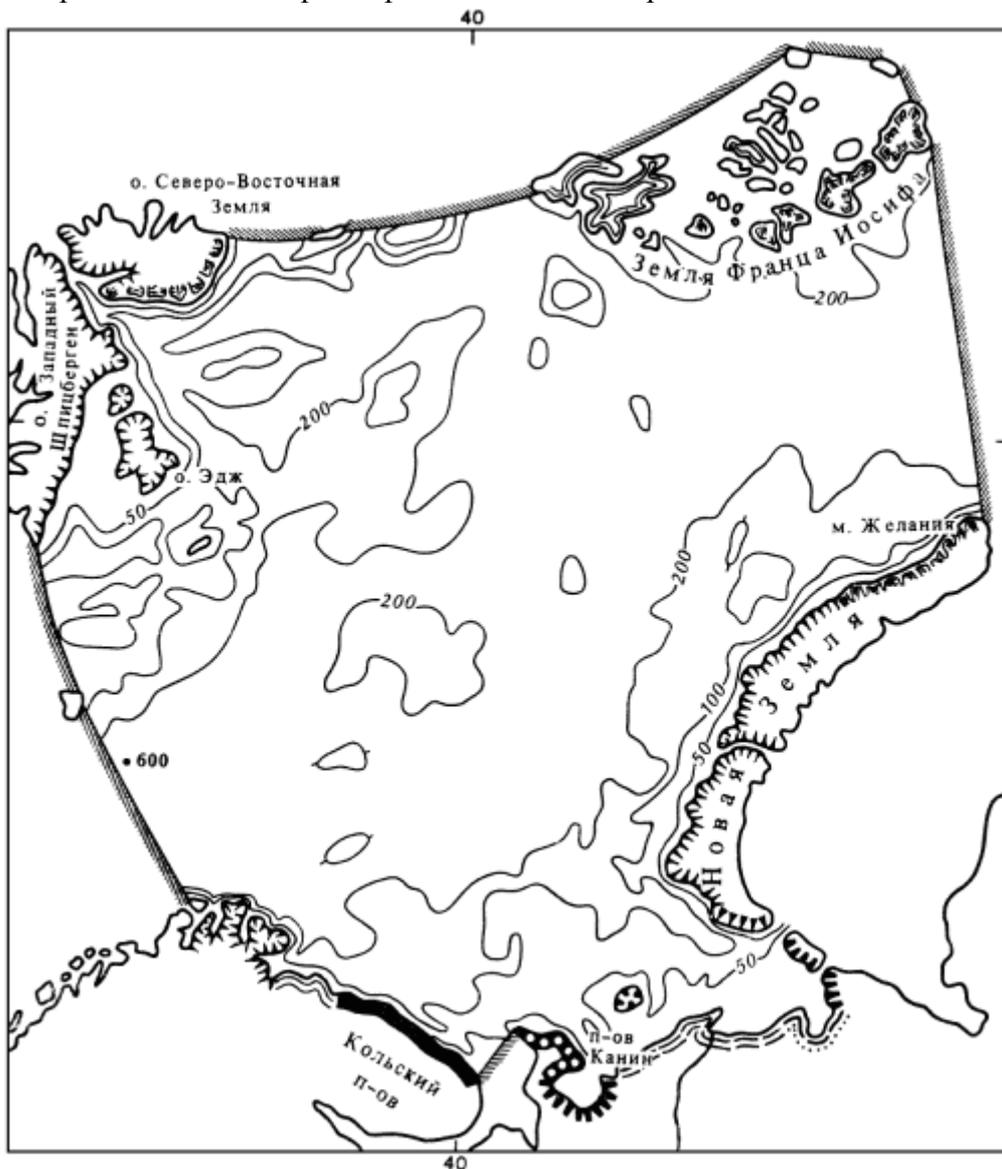


Рис. 29. Типы берегов и рельеф дна Баренцева моря. Усл. обозначения см. рис. 1

Дно Баренцева моря — сложнорасчлененная подводная равнина с волнистой поверхностью, несколько покатой к западу и северо-востоку (см. рис. 29). Наиболее глубокие районы, в том числе и максимальная глубина моря, находятся в его западной части. Для рельефа дна моря в целом характерно чередование крупных структурных элементов — подводных возвышенностей и желобов — пересекающих его в разных направлениях, а также существование многочисленных мелких (3—5 м) неровностей на глубинах менее 200 м и террасовидных уступов на склонах. Таким образом, это море отличается весьма неравномерным распределением глубин. При его средней глубине 186 м разность глубин в открытой части достигает 400 м. Пересеченный рельеф дна

существенно сказывается на гидрологических условиях моря. Н. Н. Зубов справедливо считал Баренцево море классическим примером влияния рельефа дна на гидрологические процессы, протекающие в море.

Положение Баренцева моря в высоких широтах за полярным кругом, непосредственная связь с Атлантическим океаном и Центральным арктическим бассейном определяют основные черты климата моря. В целом оно имеет полярный морской климат, который характеризуется продолжительной зимой, коротким холодным летом, малой годовой амплитудой температуры воздуха, большой относительной влажностью. В то же время большая меридиональная протяженность моря, поступление больших масс теплых атлантических вод на юго-западе и приток холодных вод из арктического бассейна создают климатические различия от места к месту.

В северной части моря господствуют массы арктического воздуха, а на юге — воздух умеренных широт. На границе этих двух основных потоков образуется атмосферный арктический фронт, направленный в общем от северной оконечности Новой Земли через острова Медвежий, Ян-Майен к Исландии. Здесь часто образуются циклоны и антициклоны, с прохождением которых связан характер погоды на Баренцевом море и ее устойчивость в различные сезоны.

Зимой углубление Исландского минимума и его взаимодействие с Сибирским максимумом обостряет арктический фронт, что влечет за собой усиление циклонической деятельности над центральной частью Баренцева моря. В результате этого над морем наблюдается весьма изменчивая погода с сильными ветрами, большими колебаниями температуры воздуха, выпадением осадков «зарядами». В этот сезон дуют преимущественно юго-западные ветры. На северо-западе моря часто наблюдаются также северо-восточные ветры, а в юго-восточной части моря ветры с юга и юго-востока. Сила ветров обычно 3—5 баллов, временами увеличивается до 7—8 баллов. Среднемесячная температура самого холодного месяца (марта) равна на Шпицбергене  $-22^{\circ}$ , в западной и центральной частях моря  $-29,4^{\circ}$ , на востоке (у о. Колгуев)  $-4^{\circ}$  и в юго-восточной части  $-7^{\circ}$ . Такое распределение температуры воздуха связано с обогревающим действием теплого Норвежского течения и охлаждающим влиянием Карского моря.

В Баренцевом море нередко наблюдаются заливы холодного арктического воздуха или вторжение теплых воздушных масс с Атлантического океана. Это влечет за собой либо резкое похолодание, либо оттепель. Летом Исландский минимум становится менее глубоким, а Сибирский антициклон разрушается. Над Баренцевым морем формируется устойчивый антициклон. Вследствие этого здесь устанавливается относительно устойчивая, прохладная и пасмурная погода со слабыми, преимущественно северо-восточными ветрами.

В самые теплые месяцы (июль и август) в западной и центральной частях моря температура воздуха равна в среднем за месяц  $8-9^{\circ}$ , в юго-восточном районе она несколько ниже (примерно  $7^{\circ}$ ) и на севере ее величина понижается до  $4-6^{\circ}$ . Обычная для лета погода нарушается вторжением воздушных масс из Атлантического океана. При этом ветер меняет направление на юго-западное и усиливается до 6 баллов, наступают кратковременные прояснения. Такие вторжения свойственны главным образом западной и центральной части моря, в то время как на севере продолжает сохраняться относительно устойчивая погода.

В переходные сезоны, весной и осенью, происходит перестройка крупномасштабных барических полей, поэтому над Баренцевым морем преобладает неустойчивая пасмурная погода с сильными и переменными по направлению ветрами. Весной нередки осадки, выпадающие «зарядами», температура воздуха быстро повышается. Осенью понижение температуры происходит медленно. Мягкая зима, прохладное лето, неустойчивая погода — основные черты климата Баренцева моря.

Речной сток невелик по отношению к площади моря и равен в среднем около  $163 \text{ км}^3/\text{год}$ . Он на 90% сосредоточен в юго-восточной части моря. В этот район несут свои

воды самые крупные реки баренцевоморского бассейна. Печора сбрасывает в средний по водности год около  $130 \text{ км}^3$  воды, что составляет примерно 70% всего берегового стока в море за год. Сюда же впадают менее крупные реки. На северное побережье Норвегии и берег Кольского полуострова приходится всего около 10% стока. Здесь в море стекают небольшие реки горного типа, например Тулома, Печенга, Западная Лица, Кола, Териберка, Воронья, Рында, Иоканга и т. д.

Материковый сток весьма неравномерно распределен внутри года. Максимум его наблюдается весной и связан с таянием речного льда и снега в бассейне рек. Минимальный сток отмечается осенью и зимой, когда реки питаются только дождями и грунтовыми водами. Речной сток существенно отражается на гидрологических условиях только в юго-восточной части моря, которую поэтому иногда называют «Печорское море».

Гидрологическая характеристика. Определяющее влияние на природу Баренцева моря оказывает водообмен с соседними морями, главным образом поступление теплых атлантических вод, годовой приток которых равен примерно  $74 \text{ тыс. км}^3$ . Из большого количества приносимого ими тепла лишь 12% расходуется в процессе обмена водами Баренцева моря с другими морями. Остальное тепло согревает Баренцево море, поэтому оно одно из самых теплых морей Северного Ледовитого океана. На значительных пространствах этого моря от Европейских берегов до  $75^\circ \text{ с. ш.}$  круглый год наблюдается положительная температура воды на поверхности и этот район не замерзает. В общем распределение поверхностной температуры воды характеризуется ее понижением с юго-запада на северо-восток.

Зимой на юге и юго-западе температура на поверхности воды равна  $+4\text{—}5^\circ$ , в центральных районах  $+3\text{—}0^\circ$  и в северной и северо-восточной частях она отрицательна и близка к температуре замерзания при данной солёности. Летом температура воды и воздуха близки по величинам (рис. 30). На юге моря она равна  $8\text{—}9^\circ$ , в центральной части  $3\text{—}5^\circ$  и на севере понижается до отрицательных значений. В переходные сезоны, особенно весной, распределение и величины температуры воды на поверхности мало отличаются от зимних, а осенью от летних.

Распределение температуры по вертикали в значительной мере зависит от распространения теплых атлантических вод, от зимнего охлаждения, распространяющегося на значительную глубину, и от рельефа дна (см. рис. 30, б). В связи с этим изменение температуры воды с глубиной происходит неодинаково в разных районах моря. В юго-западной части, наиболее подверженной влиянию атлантических вод, температура плавно и в небольших пределах понижается с глубиной до дна.

Атлантические воды распространяются на восток по углублениям дна, поэтому в них температура воды понижается от поверхности до горизонта  $100\text{—}150 \text{ м}$ , а затем снова повышается ко дну. На северо-востоке моря зимой отрицательная температура распространяется до горизонта  $100\text{—}200 \text{ м}$ , глубже она повышается до  $+1^\circ$ . Летом невысокая поверхностная температура понижается до  $25\text{—}50 \text{ м}$ , где сохраняются ее наименьшие ( $-1,5^\circ$ ) зимние значения. Глубже в слое  $50\text{—}100 \text{ м}$ , не затронутом зимней вертикальной циркуляцией, температура несколько повышается и равна около  $-1^\circ$ . В нижележащих горизонтах проходят атлантические воды и температура повышается здесь до  $+1^\circ$ . Таким образом, между  $50\text{—}100 \text{ м}$  наблюдается холодный промежуточный слой. Во впадинах, куда не проникают теплые воды и происходит сильное выхолаживание, например Новоземельский желоб, Центральная котловина и т. д., температура воды довольно однородна по всей толще зимой, а летом от небольших положительных значений на поверхности она понижается примерно до  $-1,7^\circ$  у дна.

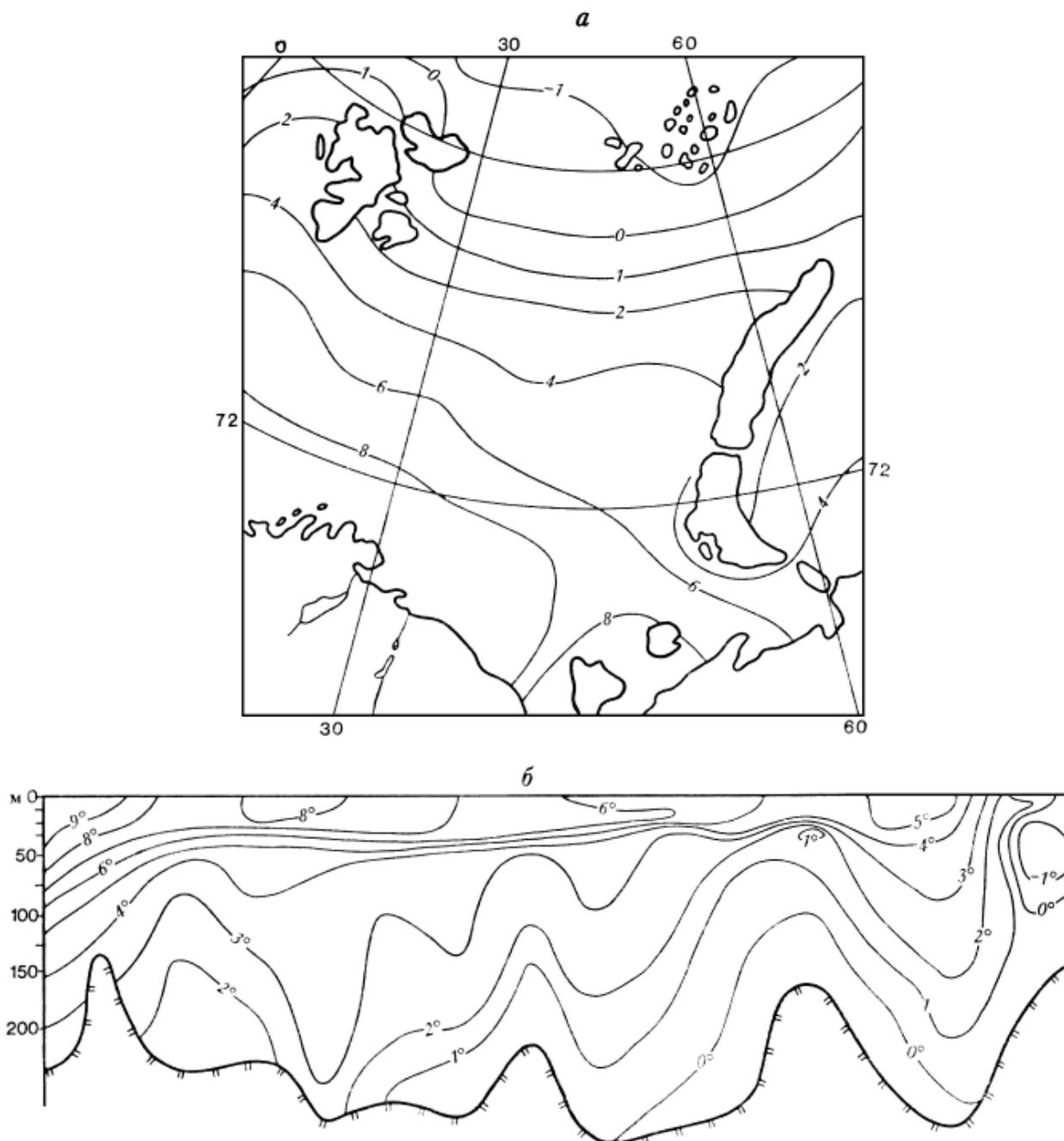


Рис. 30. Температура воды в Баренцевом море на поверхности (а) и на разрезе по Кольскому меридиану (б)

Подводные возвышенности служат естественными препятствиями на пути движения глубинных атлантических вод, поэтому последние обтекают их. В связи с этим над повышениями дна низкая температура воды наблюдается на близких к поверхности горизонтах. К тому же над возвышенностями и на их склонах происходит более длительное и интенсивное охлаждение, чем в глубоких районах. В результате здесь образуются «шапки холодной воды», характерные для банок Баренцева моря. В районе Центральной возвышенности зимой очень низкая температура воды прослеживается от поверхности до дна. Летом она понижается с глубиной и достигает минимальных значений в слое 50—100 м, а глубже снова несколько повышается. Следовательно, в этот сезон здесь наблюдается холодный промежуточный слой, нижнюю границу которого образуют не теплые атлантические, а местные баренцевоморские воды.

В мелководной юго-восточной части моря сезонные изменения температуры воды хорошо выражены от поверхности до дна. Зимой отрицательная температура воды отмечается во всей толще. Весенний прогрев распространяется до горизонтов 10—12 м, от которых температура резко понижается ко дну. Летом толщина верхнего прогретого слоя увеличивается до 15—18 м, откуда температура скачкообразно понижается с глубиной.

Осенью охлаждение начинает выравнивать температуру воды по вертикали и с течением времени она приобретает черты зимнего распределения. Таким образом, в этом районе распределение температуры с глубиной идет по типу изолированных морей умеренных широт, в то время как в большей части Баренцева моря вертикальное распределение температуры носит океанический характер, что объясняется его хорошей связью с океаном.

Вследствие малого материкового стока и хорошей связи с океаном величины солености Баренцева моря мало отличаются от средней солености океана, хотя в отдельных районах моря имеются заметные отклонения. Распределение солености в Баренцевом море обусловлено поступлением атлантических вод, системой течений, рельефом дна, процессами образования и таяния льда, речным стоком и перемешиванием вод.

Наибольшая соленость на поверхности моря (35‰) наблюдается в юго-западной части в районе Нордкапского желоба, где проходят соленые атлантические воды, а также не образуются и не тают льды. К северу и к югу соленость понижается до 34,5‰ благодаря таянию льдов. Еще больше распреснены (32—33‰) воды в юго-восточной части моря, где таяние льдов сочетается с мощным притоком пресных вод с суши. Изменение солености на поверхности моря происходит от сезона к сезону. Зимой по всему морю соленость довольно высока (около 35‰), а в юго-восточной части 32,5‰—33,0‰, так как в это время года усиливается приток атлантических вод и происходит интенсивное льдообразование.

Весной почти повсеместно сохраняются высокие значения солености. Лишь узкая прибрежная полоса у Мурманского берега и в Канинско-Колгуевском районе имеет пониженную соленость, где опреснение вызвано постепенно возрастающим материковым стоком. Летом сокращается приток атлантических вод, растаивают льды, речная вода распространяется далеко в море, поэтому соленость повсюду понижается. Во второй половине сезона она везде становится ниже 35‰. В юго-западной части соленость равна 34,5‰, а в юго-восточной 29‰, а иногда и 25‰ (рис. 31, а). Осенью, в начале сезона соленость остается пониженной по всему морю, но в дальнейшем из-за уменьшения материкового стока и начала льдообразования она увеличивается и достигает зимних значений.

Изменение солености по вертикали происходит неодинаково в разных районах моря, что связано с рельефом дна и с притоком атлантических и речных вод. На его большей части она увеличивается от 34,0‰ на поверхности до 35,10‰ у дна. В меньших пределах изменяется соленость по вертикали над подводными возвышенностями.

Сезонные изменения вертикального хода солености на большей части моря выражены довольно слабо. Летом поверхностный слой опреснен, а с горизонтов 25—30 м начинается резкое увеличение солености с глубиной. Зимой скачок солености на этих горизонтах несколько сглаживается, но продолжает существовать. Более заметно изменяются величины солености с глубиной в юго-восточной части моря. Разность солености на поверхности и у дна может достигать нескольких промилле. Хорошо проявляются в этом районе и сезонные изменения вертикального распределения солености. Зимой соленость почти выравнивается по всей толще воды.

Весной речные воды начинают опреснять поверхностный слой. Летом распреснение его усиливается за счет растаявшего льда, поэтому между горизонтами 10 и 25 м образуется резкий скачок солености (см. рис. 31, б). Осенью сокращение стока и льдообразование влекут за собой увеличение солености и выравнивание ее по глубине.

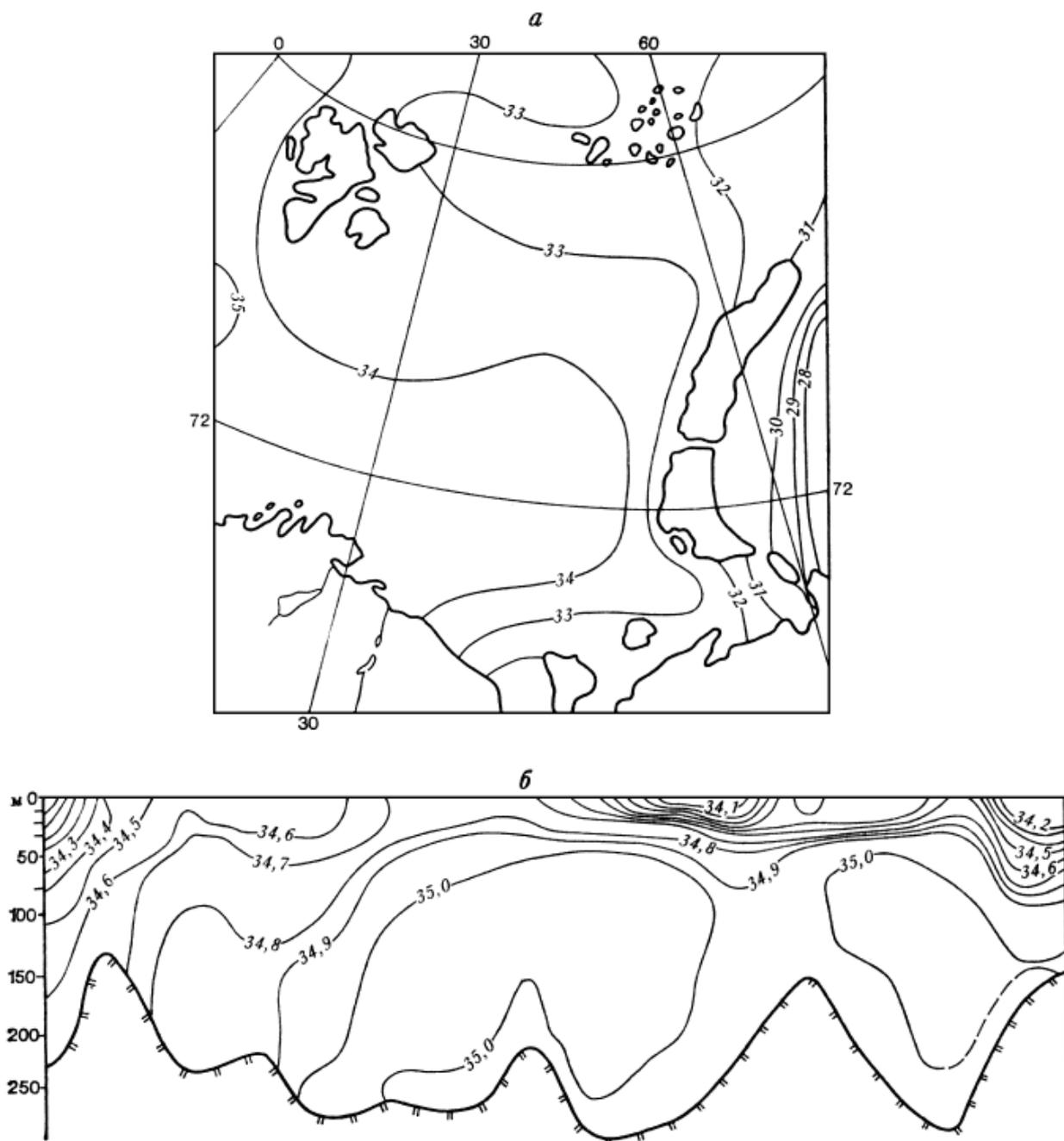


Рис. 31. Соленость воды в Баренцевом море на поверхности (а) и на разрезе по Кольскому меридиану (б)

Температура и соленость определяют величины и распределение плотности в Баренцевом море. Наиболее плотные воды на поверхности зимой отмечаются в его северной части, где однонаправленно действуют сильное охлаждение и осолонение воды при льдообразовании. Летом повышенная плотность наблюдается в центральных районах моря. На севере ее уменьшение связано с распреснением поверхностных вод в результате таяния льдов, на юге — со значительным прогревом и опресняющим влиянием речного стока.

С глубиной плотность увеличивается. Зимой в мелководных районах ее повышение невелико от поверхности до дна. Заметное увеличение плотности по вертикали происходит в районах распространения глубинных атлантических вод. Весной и в особенности летом под влиянием распреснения поверхностных слоев плотностная

стратификация вод по вертикали заметно выражена по всему морю. Осеннее охлаждение ведет к выравниванию величин плотности с глубиной.

Относительно слабо выраженная плотностная стратификация при обычно сильных ветрах обуславливает интенсивное развитие ветрового перемешивания в Баренцевом море. Оно распространяется здесь до 15—20 м в весенне-летнее время и проникает до горизонтов 25—30 м в осенне-зимний сезон. Лишь в юго-восточной части моря, где вертикальная переслоенность вод выражена резко, ветер перемешивает только самые верхние слои до горизонтов 10—12 м. Осенью, а в свободных ото льда районах и зимой в Баренцевом море действует во взаимосвязи конвективно-ветровое перемешивание.

Вследствие неодинакового охлаждения различных районов моря, весьма пересеченного рельефа дна, поступления теплых атлантических и пресных речных вод развитие вертикальной циркуляции от места к месту происходит неравномерно. На севере мощное охлаждение и льдообразование позволяют конвекции проникать до 50—75 м. Но даже на возвышенности «Персея» она не распространяется до дна, так как здесь и летом часто бывают льды, таяние которых создает большие градиенты плотности, что препятствует развитию вертикальной циркуляции.

На расположенных южнее поднятиях дна (Центральной возвышенности, Гусиной банке и т. д.) зимняя вертикальная циркуляция доходит до дна, так как в этих районах плотность достаточно велика и однородна по всей толще воды. В результате над Центральной возвышенностью образуются очень холодные и тяжелые воды, откуда они постепенно сползают по склонам в окружающие возвышенность углубления, в частности в Центральную впадину, образуя ее холодные придонные воды.

Речной сток и таяние льдов затрудняют развитие конвекции в юго-восточной части моря. Однако, благодаря интенсивному весенне-зимнему охлаждению и образованию льда, зимняя вертикальная циркуляция охватывает слои 75—100 м, распространяясь до дна в прибрежных районах. Таким образом, интенсивное перемешивание вод Баренцева моря — одна из характерных черт его гидрологических условий.

Климатические особенности, поступление вод из соседних морей и материковый сток обуславливают формирование, и распространение различных водных масс в Баренцевом море. В нем выделяют четыре водные массы.

1. Атлантические воды, поступающие с запада в виде поверхностных течений и приходящие на глубинах с севера и северо-востока из Арктического бассейна. Это теплые и соленые воды.

2. Арктические воды, входящие как поверхностные течения с севера. Они имеют отрицательную температуру и пониженную соленость.

3. Прибрежные воды приходят с материковым стоком, втекают из Белого моря и Норвежского с прибрежным течением вдоль берегов Норвегии. Летом эти воды характеризуются высокой температурой и малой соленостью, а зимой — низкой температурой и соленостью. Зимние прибрежные воды по своим характеристикам близки к арктическим.

4. Баренцевоморские воды образуются в самом море в результате перемешивания названных вод и трансформации под влиянием местных условий. Эти воды отличаются низкой температурой и высокой соленостью. В зимнее время вся северо-восточная часть моря от поверхности до дна заполнена баренцевоморскими водами, а юго-западная — атлантическими. Следы прибрежных вод обнаруживаются только в поверхностных горизонтах. Арктические воды совсем отсутствуют. Под влиянием интенсивного перемешивания поступающие в море воды довольно быстро трансформируются в баренцевоморскую воду.

В летнее время вся северная часть Баренцева моря заполнена арктическими водами, центральная — атлантическими, а южная — прибрежными. При этом арктические и прибрежные воды занимают поверхностные горизонты. На глубинах в северной части моря располагаются баренцевоморские воды, а в южной — атлантические. Такая

структура обуславливает устойчивое состояние вод по вертикали и затрудняет развитие ветрового перемешивания.

Общая циркуляция вод Баренцева моря формируется под совокупным влиянием ветровой обстановки, притока вод из соседних бассейнов, приливов, рельефа дна и других факторов, поэтому она сложна и изменчива во времени. Как и в других морях Северного полушария, здесь существует общее движение поверхностных вод против часовой стрелки, осложненное различными по направлениям и скоростям течениями (рис. 32).



Рис. 32. Течения на поверхности и характер приливов в Баренцевом море: 1 — приливы полусуточные; 2 — приливы полусуточные мелководные

Наиболее мощный и устойчивый поток, во многом определяющий гидрологические условия моря, образует теплое Нордкапское течение. Оно входит в море с запада и движется на восток в прибрежной зоне со скоростью 25—26 см/с, мористее его скорость уменьшается до 5—10 см/с. Примерно на 25° в. д. это течение разделяется на Прибрежное

Мурманское и Мурманское течения. Первое из них шириной 20—30 миль распространяется к юго-востоку вдоль берегов Кольского полуострова, проникает в Горло Белого моря, где усиливается выходным Беломорским течением и со скоростью порядка 15—20 см/с следует на восток. Остров Колгуев разделяет Прибрежное Мурманское течение на Канинское, уходящее в юго-восточную часть моря и далее к проливам Карские Ворота и Югорский Шар, и Колгуевское, идущее вначале на восток, а затем на северо-восток у побережья Новой Земли. Мурманское течение шириной около 60 миль и со скоростью порядка до 5 см/с распространяется значительно мористее Прибрежного Мурманского. В районе меридиана 40° в. д., встретив повышение дна, оно поворачивает на северо-восток и дает начало Западно-Новоземельскому течению. Вместе с частью Колгуевского течения и поступающим через Карские Ворота холодным течением Литке оно образует восточную периферию общего для Баренцева моря циклонического круговорота. Кроме разветвленной системы теплого Нордкапского течения в Баренцевом море ясно выражены холодные течения. Вдоль возвышенности «Персея» с востока на запад проходит течение «Персея», сливаясь с холодными водами у о. Надежды, оно образует Медвежинское течение, скорость которого равна примерно 51 см/с. На северо-востоке в море поступает течение Макарова.

Интенсивность развития и расположение крупномасштабных барических полей существенно влияют на течения Баренцева моря. Так, при локализации Полярного антициклона у берегов Аляски, и Канады и при относительно западном расположении Исландского минимума Западно-Новоземельское течение проникает далеко на север и часть его вод уходит в Карское море. Другая часть этого течения отклоняется на запад и усиливается водами, поступающими из Арктического бассейна (восточное Земли Франца-Иосифа), что приводит к интенсификации Медвежинского течения. Увеличивается приток поверхностных арктических вод, приносимых Восточно-Шпицбергенским течением.

При значительном развитии Сибирского максимума и одновременном более северном расположении Исландского минимума преобладает вынос вод, из Баренцева моря через проливы между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа, а также между Землей Франца-Иосифа и Шпицбергенем. Общая картина течений усложняется местными циклоническими и антициклональными круговоротами, возбуждаемыми ветрами и периодическими приливными движениями воды.

Приливы в Баренцевом море вызываются главным образом атлантической приливной волной, которая вступает в море с запада между Нордкапом и Шпицбергенем и двигается на восток до Новой Земли. Западнее Маточкина Шара она поворачивает частично на северо-восток, а частично на юго-восток.

На северные окраины моря оказывает влияние приливная волна, приходящая из Северного Ледовитого океана. Вследствие этого у северо-восточных берегов Шпицбергена и у Земли Франца-Иосифа происходит интерференция атлантической и северной волн. Приливы Баренцева моря почти везде носят правильный полусуточный характер, поэтому и вызываемые ими течения имеют такой же характер, но смена направлений приливных течений в разных районах моря происходит неодинаково.

Вдоль Мурманского берега, в Чешской губе, на западе Печорского моря приливные течения близки к реверсивным. В открытых частях моря направление течений в большинстве случаев меняется по часовой стрелке, а на некоторых банках против нее. Смена направлений приливных течений происходит одновременно по всему слою воды от поверхности до дна.

Скорости приливных течений, как правило, превышают скорости постоянных. Их наибольшее значение (около 154 см/с) отмечается в поверхностном слое. Большими скоростями характеризуются приливные течения вдоль Мурманского берега, при входе в Воронку Белого моря, в Канинско-Колгуевском районе и на Южно-Шпицбергенском мелководье, что связано с особенностями движения приливной волны. Кроме сильных течений приливы вызывают значительные изменения уровня Баренцева моря. Высота

подъема уровня при приливе у Мурманских берегов достигает 3 м. На севере и северо-востоке высота приливов уменьшается и у берегов Шпицбергена равна 1—2 м, а у южных берегов Земли Франца-Иосифа всего 40—50 см. Это объясняется особенностями рельефа дна, конфигурацией берегов и интерференцией приливных волн, приходящих из Атлантического и Северного Ледовитого океанов, которые в одних районах увеличивают, а в других уменьшают величину прилива.

Кроме приливных колебаний в Баренцевом море прослеживаются и сезонные изменения уровня, вызванные главным образом совокупным воздействием атмосферного давления и ветров, а также внутригодовым ходом температуры и солености воды. По классификации А. И. Дуванина, здесь наблюдается зональный режим сезонного хода уровня. Для него характерно смещение максимума положения уровня на зиму (ноябрь—декабрь), а минимума на весну (май—июнь), что, согласно представлениям о статическом воздействии атмосферного давления на водную поверхность, объясняется повышением уровня при пониженном давлении, и наоборот. Такая барическая обстановка и соответствующее ей положение уровня наблюдаются в Баренцевом море зимой и весной. Разница между максимальным и минимальным положением среднего уровня в Мурманске может достигать 40—50 см.

Сильные и продолжительные ветры вызывают сгонно-нагонные колебания уровня в разных районах Баренцева моря. Они наиболее значительны (до 3 м) у Кольского побережья и у Шпицбергена (порядка 1 м), меньшие величины (до 0,5 м) наблюдаются у берегов Новой Земли и в юго-восточной части моря.

Большие пространства чистой воды, частые и сильные ветры благоприятствуют развитию волнения в Баренцевом море. Особенно сильное волнение наблюдается зимой, когда при устойчивых (не менее 16—18 ч) западных и юго-западных ветрах до 20—25 м/с в центральных районах моря наиболее развитые волны могут достигать высоты 10—11 м. В прибрежной зоне волнение менее развито, что связано с преобладанием ветров, дующих с берега. При продолжительных северо-западных штормовых ветрах высота волн достигает 7—8 м. Начиная с апреля интенсивность волнения уменьшается. Волны высотой 5 м и более повторяются редко. Наиболее спокойно море в летние месяцы, повторяемость штормовых волн высотой 5—6 м не превышает 1—3%. Осенью интенсивность волнения увеличивается и в ноябре приближается к зимней.

Баренцево море относится к числу ледовитых, но это единственное из арктических морей, которое никогда полностью не замерзает (рис. 33). Ежегодно около 1/4 его поверхности не покрывается льдом в течение круглого года. Это объясняется притоком в его юго-западную часть теплых атлантических вод, не позволяющих воде охлаждаться до температуры замерзания и служащих своеобразным барьером для льдов, надвигающихся с севера. Вследствие слабых течений из Карского моря в Баренцево принос льдов оттуда незначителен. Таким образом, в Баренцевом море наблюдаются льды местного происхождения. В центральной части и на юго-востоке моря это однолетние льды, которые образуются осенью и зимой, а весной и летом растаивают. Лишь на крайнем севере и северо-востоке, куда спускаются отроги океанического ледяного массива, встречаются старые льды, в том числе и арктический пак.

Льдообразование в море начинается на севере в сентябре, в центральных районах в октябре и на юго-востоке в ноябре. В море преобладают плавучие льды, среди которых встречаются айсберги. Обычно они встречаются у Новой Земли, Земли Франца-Иосифа и у Шпицбергена, так как айсберги образуются от ледников, спускающихся к морю с этих островов. Изредка айсберги течениями выносятся далеко к югу, вплоть до Мурманского побережья. Обычно айсберги не превышают 25 м в высоту и 600 м в длину.

Припай в Баренцевом море развит слабо. Сравнительно небольшие площади он занимает в Канинско-Печорском районе и у Новой Земли, а у Мурманских берегов встречается только в губах. В юго-восточной части моря и у западных берегов Новой Земли всю зиму сохраняются заприпайные полыньи. Наибольшее распространение льдов

в море наблюдается в апреле. В этом месяце они покрывают до 75% его площади. Толщина ровного морского льда местного происхождения в большинстве районов не превышает 0,7—1,0 м. Наиболее толстые льды (до 150 см) встречаются на северо-востоке, в районе м. Желания.

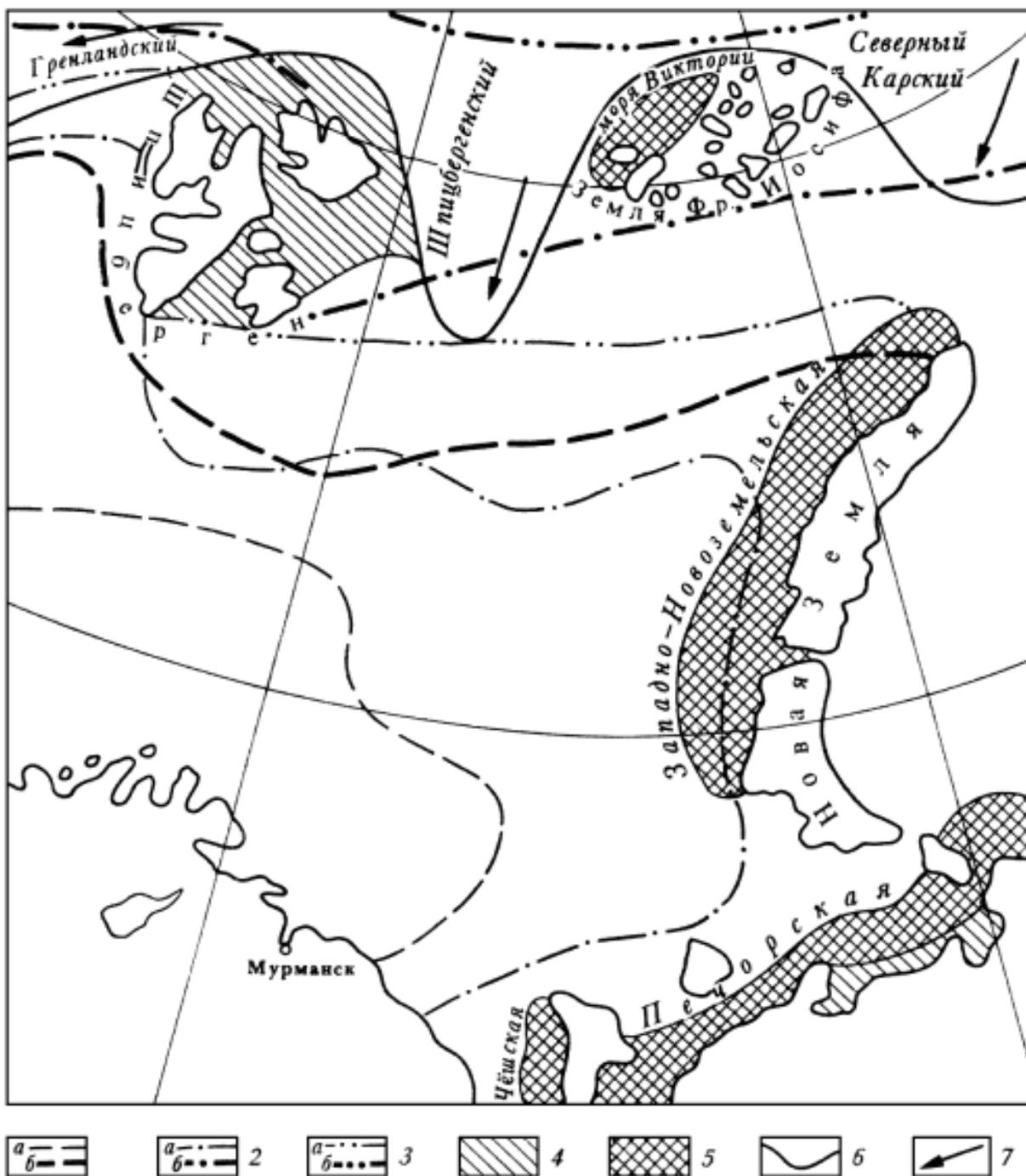


Рис. 33. Границы распространения льдов в Баренцевом море:  
 1 — максимальная в феврале (а) и августе (б); 2 — средняя в феврале (а) и августе (б); 3 — минимальная в феврале (а) и августе (б); 4 — припай; 5 — полыньи; 6 — граница отрогов ледяных массивов; 7 — преобладающее направление дрейфа

В весенне-летнее время однолетние льды быстро тают. В мае южные и юго-восточные районы освобождаются ото льдов, а к концу лета почти все море очищается ото льдов, за исключением районов, прилегающих к Новой Земле, к Земле Франца-Иосифа и восточным берегам Шпицбергена. Ледовитость Баренцева моря изменяется от года к году,

что связано с различной интенсивностью Нордкапского течения, характером крупномасштабной атмосферной циркуляции, общим потеплением или похолоданием Арктики в целом.

Гидрохимические условия. Хорошая связь Баренцева моря с Атлантическим и Северным Ледовитым океанами при относительно небольшом и локализованном речном стоке делает химический состав баренцевоморской воды чрезвычайно близким к океаническим водам. Общие гидрохимические условия Баренцева моря во многом определяются его окраинным положением и особенностями гидрологических процессов, в частности хорошим перемешиванием водных слоев. С ним тесно связано содержание и распределение растворенных в воде газов и биогенных веществ. Воды моря хорошо аэрированы. Содержание кислорода в толще воды по всей площади моря близко к насыщению. Максимальные величины в верхних 25 м в течение лета достигают 130%. Минимальное значение 70—75% обнаружено в глубоких частях Медвежинской впадины и на севере Печорского моря. Пониженное содержание кислорода наблюдается на горизонте 50 м, над которым обычно расположен слой воды с развитым фитопланктоном. Количество растворенных в воде нитратов возрастает от материка к северу и от поверхности ко дну. Летом количество нитратов в поверхностном (0—25 м) слое уменьшается и к концу сезона они почти полностью потреблены фитопланктоном. Осенью с развитием вертикальной, циркуляции содержание нитратов на поверхности начинает повышаться за счет поступления из нижележащих слоев.

Фосфаты обнаруживают такой же годовой ход стратификации, как нитраты. Следует отметить, что в районах распространения холодного промежуточного слоя последний замедляет обмен газами и питательными солями между поверхностными и глубинными слоями. Запас биогенных веществ в поверхностном слое пополняется летом за счет воды, образованной при таянии льда. Этим объясняется вспышка развития фитопланктона у кромки льдов.

Хозяйственное использование. Географическое положение и особенности природных условий Баренцева моря предопределяют основные направления его хозяйственного использования. С давних пор здесь развито рыболовство, причем оно базируется на добыче главным образом донных рыб (трески, пикши, палтуса, морского окуня), в меньших размерах вылавливается сельдь. В настоящее время в связи с истощением запасов этих рыб в уловах преобладает мойва, а традиционные виды рыб добываются в меньших количествах.

В губе Кислой (возле Мурманска) действует первая в стране опытно-промышленная приливная электростанция мощностью 450 кВт.

Баренцево море — важная транспортная магистраль с единственным в стране незамерзающим заполярным портом — Мурманском, через который осуществляются морские сообщения с разными странами и отправляются грузы по Северному морскому пути.

Дальнейшее хозяйственное освоение Баренцева моря связано с развитием исследований в нем. Среди различных проблем следует отметить изучение количественных характеристик водообмена с соседними бассейнами в зависимости от атмосферных воздействий, пространственно-временной изменчивости термохалинных показателей и течений, внутренних волн, мелкомасштабной структуры вод, колебания ледовитости, природных особенностей шельфовой зоны и т. п. На их решение направлены усилия исследователей этого моря.

## **Карское море**

Основные физико-географические черты. Восточнее Новой Земли расположены моря Сибирской Арктики, на западной окраине которых лежит Карское море. Его контуры очерчены сушей и условными линиями (см. рис. 24). Западная граница моря проходит от

м. Кользат до м. Желания, далее по восточным берегам Новой Земли, по западной границе пролива Карские Ворота от м. Кусов Нос до м. Рогатый, восточному берегу о. Вайгач и по западной границе пролива Югорский Шар от м. Кользат до м. Арктический на о. Комсомолец (Северная Земля). Восточная граница моря проходит по западному берегу островов архипелага Северная Земля и восточным границам проливов Красной Армии, Шокальского и Вилькицкого, а южная граница — по материковому берегу от м. Белый Нос до м. Прончищева. В этих пределах море занимает пространство между параллелями  $81^{\circ}6'$  и  $66^{\circ}0'$  с. ш. и между меридианами  $55^{\circ}2'$  и  $104^{\circ}1'$  в. д. Его общий рисунок характеризуется вытянутостью с юго-запада на северо-восток.

Карское море широко открыто к Северному Ледовитому океану и в большей части лежит на материковой отмели, поэтому оно относится к типу материковых окраинных морей. Это одно из крупных морей нашей страны. Его площадь равна 883 тыс. км<sup>2</sup>, объем — 98 тыс. км<sup>3</sup>, средняя глубина 111 м, наибольшая глубина 600 м.

В Карском море множество островов. Подавляющее большинство из них имеет небольшие размеры и расположено вдоль азиатского берега, при этом более крупные острова расположены по одному, а мелкие группируются в архипелаги. Наиболее значительные острова: Белый, Шокальского, Вилькицкого, Неупокоева, Сибирякова, Диксон, Свердруп, Нансена, Русский и др. Группами располагаются острова Арктического института, Известий ЦИК, Сергея Кирова, архипелаг Норденшельда, Шхеры Минина. Несколько сравнительно крупных островов (Шмидта, Ушакова, Визе) находятся на севере моря.

Береговая линия Карского моря сложна и извилиста. Восточные берега Новой Земли изрезаны многочисленными фьордами. Значительно расчленено, материковое побережье, где глубоко в сушу вдаются Байдарацкая и Обская губы, между которыми далеко в море выступает полуостров Ямал, восточные расположены крупные заливы: Гыданский, Енисейский, Пясинский, начиная от которого береговая линия очерчивает много небольших заливов. Менее извилисто западное побережье Северной Земли.

Разнообразное по внешним формам и строению побережье Карского моря на разных участках принадлежит к различным морфологическим типам берегов (см. рис. 24). Море обрамляют преимущественно абразионные, но встречаются аккумулятивные и ледяные берега. Восточные берега Новой Земли — обрывистые и холмистые. Материковое побережье — местами низменное и пологое, местами обрывистое. Преимущественно невысокие берега у Северной Земли.

Рельеф дна Карского моря очень неровный (см. рис. 24). В море преобладают глубины до 100 м. Мелководны прилегающие к материку южная и восточная части. Здесь дно моря пересекают многочисленные небольшие углубления, разделенные порогами различной высоты. Относительно ровное дно в центральных районах. Узкая полоса глубин 100—200 м, идущих от прибрежного мелководья к северу, образует Центральную Карскую возвышенность, простирающуюся на север до материкового склона. Наибольшие глубины находятся на западе и северо-западе моря. Вдоль побережья Новой Земли протягивается Новоземельская впадина с глубинами более 500 м, севернее расположен желоб Св. Анны, выходящий за пределы моря в океан. Между Центральной Карской возвышенностью и Северной Землей дно моря прорезает желоб Воронина с глубинами более 200 м. Столь сложный рельеф дна — одна из отличительных черт природных условий Карского моря.

Расположенное в высоких широтах Арктики и непосредственно связанное с Северным Ледовитым океаном Карское море характеризуется полярным морским климатом. Относительная близость Атлантического океана несколько смягчает климат моря, но Новая Земля служит барьером на пути теплого атлантического воздуха и вод, поэтому Карское море климатически более сурово, чем арктическое Баренцево. Большая протяженность Карского моря с юго-запада на северо-восток создает заметные различия климатических показателей в его разных районах во все сезоны года.

Расположение, интенсивность и взаимодействие основных центров действия атмосферы во многом определяют состояние погоды и величины метеорологических элементов в течение года. В осенне-зимнее время формируется и устанавливается Сибирский антициклон, усиливается Полярный максимум и на море распространяется действие ложбины Исландского минимума. В начале холодного сезона в северной части моря преобладает северный ветер, а в южной — ветры неустойчивы по направлению. Скорость ветра в это время обычно равна 5—7 м/с. Зимняя барическая ситуация обуславливает преобладание в большей части моря южных, юго-западных и юго-восточных ветров. Лишь на северо-востоке часто наблюдаются ветры северных румбов. Скорость ветра в среднем равна 7—8 м/с, нередко она достигает штормовой силы. Наибольшее количество штормов приходится на западную часть моря. У берегов Новой Земли нередко образуется местный ураганный ветер — новоземельская бора. Обычно он продолжается несколько часов, но зимой может длиться 2—3 сут. Ветры южных направлений, как правило, приносят в Карское море сильно охлажденный над материком континентальный воздух. Среднемесячная температура воздуха в марте на м. Челюскина равна  $-28,6^\circ$ , на м. Желания  $-20^\circ$ , а минимальные величины температуры воздуха в море могут достигнуть  $-45$ — $50^\circ$ . Однако с южными ветрами в западную часть моря иногда поступает и относительно теплый морской полярный воздух. Его приносят циклоны, приходящие с запада и отклоняющиеся на юг и юго-восток, так как встречаются на своем пути цепь Новоземельских гор. Наиболее часто затоки теплого воздуха происходят в феврале. Эти вторжения и новоземельская бора делают неустойчивой зимнюю погоду в западной части моря, тогда как в его северных и восточных районах стоит относительно устойчивая холодная и ясная погода.

В теплое время года разрушается Сибирский максимум, исчезает ложбина низкого давления. Полярный максимум смещается к северу. В связи с этим весной дуют ветры, неустойчивые по направлению, скорость которых обычно не превышает 5—6 м/с. Циклоническая деятельность ослабевает. Весенний прогрев происходит довольно быстро, но не приводит к значительным повышением температуры воздуха. В мае среднемесячная температура воздуха держится около  $-7^\circ$  на западе и около  $-9^\circ$  на востоке моря.

Летом над морем формируется местная область повышенного давления, что приводит к преобладанию ветров северных румбов со скоростями 4—5 м/с. В самом теплом месяце (июле) температура воздуха в среднем равна  $5$ — $6^\circ$  в западной части моря и  $1$ — $2^\circ$  на востоке и северо-востоке. В отдельных районах материкового побережья температура воздуха может повышаться до  $+18$  и даже  $+20^\circ$ . В любой летний месяц может быть снегопад. В общем лето короткое и холодное с пасмурной дождливой погодой. Сильное зимнее охлаждение и слабый летний прогрев, неустойчивая погода в холодный сезон и относительно спокойное состояние атмосферы летом — характерные черты климата Карского моря.

На долю этого моря приходится в среднем около 55% ( $1290 \text{ км}^3/\text{год}$ ) общего стока во все моря сибирской Арктики. Обь ежегодно приносит примерно  $450 \text{ км}^3$  воды, Енисей — порядка  $600 \text{ км}^3$ , Пясины —  $80 \text{ км}^3$ , Пур и Таз вместе — около  $86 \text{ км}^3$  и прочие реки — примерно  $74 \text{ км}^3$ . При столь значительном речном стоке распределяется он весьма неравномерно во времени и по пространству моря. Примерно 80% речной воды приходит в море в конце лета — начале осени (июнь — сентябрь). Зимой в очень небольших количествах в море вливается вода только наиболее крупных рек. Практически весь материковый сток поступает в Карское море с юга. Под влиянием главным образом господствующих ветров речная вода растекается по акватории моря, ее распространение не одинаково от года к году. На основании обобщения многолетних наблюдений для Карского моря установлены западный, восточный и веерообразный варианты распространения в нем распресненных вод. В общем почти 40% площади этого моря находятся под влиянием материковых вод. Они оказывают весьма разнообразное воздействие на природные условия моря. Приносимое ими тепло несколько повышает

температуру воды на поверхности в приустьевых участках, что способствует взлому припая весной и несколько замедляет льдообразование осенью, речные воды уменьшают соленость морских вод; механически речной сток воздействует на направления движения морских вод и т. п. Материковый сток — важный фактор формирования особенностей Карского моря.

Гидрологическая характеристика. Расположенное в высоких широтах и в течение года сплошь или в значительной части покрытое льдом Карское море прогревается очень слабо, что обуславливает невысокую температуру его вод. На поверхности она в общем понижается с юго-запада на северо-восток. В осенне-зимний сезон поверхность моря интенсивно выхолаживается и на открытых пространствах температура воды быстро понижается. Зимой в подледном слое она повсеместно близка к температуре замерзания воды данной солености ( $-1,5$ — $-1,7^{\circ}$ ).

В теплое время года весеннее солнечное тепло расходуется прежде всего на таяние льда, поэтому температура воды на поверхности практически не отличается от зимней. Лишь в южной части моря, раньше других освобождающейся ото льда и испытывающей влияние материкового стока, температура поверхности моря постепенно повышается. Летом в самые теплые месяцы (июль и август) на свободных ото льда пространствах температура воды на поверхности равна  $3$ — $6^{\circ}$ , а под льдом она немного понижается над точкой замерзания (см. рис. 26, а). Вертикальное распределение температуры воды неодинаково от сезона к сезону в разных районах моря. Зимой она почти везде близка к температуре замерзания от поверхности до дна. Только в желобах Св. Анны и Воронина, по которым в море проникают глубинные атлантические воды, она начинает повышаться с горизонтов  $50$ — $75$  м и в слое  $100$ — $200$  м достигает величин  $+1,0$ — $+1,5^{\circ}$ , а глубже снова понижается. В самых южных частях этих желобов температура воды на горизонтах  $100$ — $200$  м слегка повышается, но не достигает даже  $0^{\circ}$ . Весной на освободившихся ото льда пространствах на юге моря прогрев распространяется от поверхности вглубь. При этом температура воды выше  $0^{\circ}$  наблюдается до горизонтов  $15$ — $18$  м в юго-западной части моря и до горизонтов  $10$ — $12$  м на юго-востоке. Глубже она резко понижается ко дну. Среди льдов северной части моря сохраняется зимнее распределение температуры воды по вертикали. В наиболее теплые летние месяцы температура воды на мелководьях в юго-западной части моря становится выше  $0^{\circ}$  от поверхности до дна. В западных районах сравнительно высокая температура воды наблюдается до  $60$ — $70$  м, откуда она плавно понижается с глубиной. На востоке моря температура воды от довольно высоких значений ( $+1,7^{\circ}$ ) на поверхности быстро понижается с глубиной и на горизонте  $10$  м достигает величины  $-1,2^{\circ}$ , а у дна  $-1,5^{\circ}$ . В покрытой льдом северной части моря вертикальное распределение температуры летом такое же, как и зимой. В начале осеннего охлаждения температура воды на поверхности несколько ниже, чем в подповерхностных горизонтах (до  $12$ — $15$  м на юго-западе и до  $10$ — $12$  м на юго-востоке), от которых она понижается ко дну. Осеннее выхолаживание быстро уничтожает летний прогрев и выравнивает температуру по всей толще воды, исключая районы распространения глубинных атлантических вод.

Свободное сообщение с океаном, большой материковый сток, образование и таяние льда определяют величины и распределение солености в Карском море. Соленость его поверхностных вод меньше средней солености океана и меняется в пределах от  $3$ — $5\%$  в южной части моря до  $33$ — $34\%$  на севере. Кроме того, она испытывает сезонные колебания. В холодное время года, когда речной сток мал и происходит интенсивное льдообразование, соленость характеризуется повышенными значениями. Исключая устьевые области, соленость на поверхности равна  $25$ — $30\%$  и увеличивается в общем с юга на север.

В теплые сезоны весенний приток речных вод уменьшает поверхностную соленость в приустьевых участках и в прибрежной полосе. В дальнейшем таяние льдов и максимальное распространение речных вод летом распресняют поверхностный слой,

причем складывается довольно сложное распространение величин солености. Наиболее низкая соленость (5—10‰) наблюдается в районах устьев Оби, Енисея и других крупных рек. Севернее Обь-Енисейского мелководья соленость поверхностных вод увеличивается до 15—20‰. Такую же соленость имеет юго-западная часть моря. Для северных районов Карского моря к северу и северо-востоку от м. Желания соленость поверхностных слоев характеризуется быстрым повышением с юга на север. В северных районах отмечены наиболее высокие значения солености (33,8—34,0‰).

Однако такое распределение солености изменяется таянием льдов. Среди плавающих льдов можно наблюдать соленость на поверхности на 7—8‰ ниже, чем на свободных ото льда участках моря. В толще воды соленость увеличивается от поверхности ко дну. Зимой на большей части моря она относительно равномерно повышается от 30‰ на поверхности почти до 35‰ у дна. Вблизи устьев рек переход от менее соленых поверхностных вод к подстилающим их соленым водам выражен более резко. Весной, особенно в начале сезона, распределение солености по вертикали подобно зимнему. Лишь у берегов усилившийся приток материковых вод опресняет самый поверхностный слой моря, а с глубиной соленость резким скачком повышается до горизонта 5—7 м, ниже которого она постепенно увеличивается ко дну. Летом соленость от низких значений на поверхности (10—15—20‰) резко повышается с глубиной (до 29—30‰) на горизонтах 10—15 м. Отсюда она увеличивается более плавно, и у дна ее величины достигают 34 и даже 35‰.

Такой характер распределения солености по вертикали в легкие месяцы особенно ярко выражен в восточной половине моря — в зоне распространения речных вод и в северных районах среди дрейфующих льдов при спокойном море. В штормовую погоду ветер перемешивает верхний 5-метровый слой воды, поэтому в нем устанавливается однородная, но несколько более высокая, чем до перемешивания, соленость. Непосредственно под перемешанным слоем величина ее сразу резко возрастает, ниже она плавно повышается с глубиной. В западную часть моря поступают сравнительно однородные и соленые баренцевоморские воды, поэтому здесь соленость немного выше и увеличение ее с глубиной происходит менее резким скачком, чем на востоке моря. Осенью речной сток снижается, а в море начинает образовываться лед. Вследствие этого соленость на поверхности повышается, скачок солености начинает сглаживаться, изменение ее по вертикали становится более равномерным.

Распределение солености и температуры в море обуславливает распределение величин плотности воды, при этом определяющее влияние на плотность оказывает соленость. В связи с этим воды южной и восточной частей Карского моря имеют меньшую плотность по сравнению с водами северных и западных районов. Осенью и зимой они более плотны, чем весной и особенно летом. Плотность увеличивается с глубиной. Осенью, зимой и в начале весны по всему морю характерно плавное и сравнительно небольшое повышение плотности от поверхности ко дну. Летом во время максимального распространения речных вод в море и при таянии льдов плотность верхнего слоя (5—10 м) весьма понижается, а под ним она велика.

Таким образом, увеличение плотности по глубине происходит очень резким скачком. Толща воды как бы разделена на два слоя. Наиболее ярко это выражено на юге и востоке моря в зоне распространения речных вод, менее на севере, где понижение плотности поверхностных вод связано с опреснением при таянии льдов. В западной части плотность плавно увеличивается с глубиной, так как сюда проникают однородные воды Баренцева моря и выравнивают плотность по вертикали.

Разделение водной толщи на два слоя, резко отличающихся по своим физическим свойствам, в восточной части моря и сравнительная однородность вод в западной и северной частях создают неодинаковые условия для перемешивания в этих районах. Расслоение вод на востоке моря обеспечивает здесь большую устойчивость слоев и их сравнительно мало устойчивое состояние на западе.

В соответствии с этим создаются неодинаковые условия для развития перемешивания в разных районах моря. Ветровое перемешивание вод осуществляется на открытых пространствах. Оно происходит наиболее интенсивно осенью во время частых и сильных штормовых ветров. В центральном и западном районах перемешивание проникает до горизонтов 10—15 м, а на Обь-Енисейском мелководье глубина его распространения не превышает 5—7 м, что связано здесь с резким расслоением вод по плотности.

В значительно большей степени развита осенне-зимняя конвекция, которая также неодинаково глубоко проникает в разных районах моря. В общем наиболее благоприятные условия для плотностного перемешивания складываются у западных берегов Северной Земли, где наблюдаются довольно слабая стратификация вод, быстрое интенсивное выхолаживание и мощное льдообразование. Конвекция здесь проникает до горизонтов 50—75 м. Подобные условия для развития конвекции и примерно такие же глубины ее распространения отмечаются в юго-западной и северо-западной частях моря. Центральные районы и Обь-Енисейское мелководье находятся под влиянием материкового стока, поэтому здесь воды расслоены по плотности, что затрудняет конвекцию, которая развивается в основном за счет осолонения при льдообразовании и достигает дна только к концу зимы. Пересеченный рельеф дна моря обуславливает сползание вод по склонам, усиливающее вертикальную циркуляцию в районах с резко изменяющимися глубинами.

Влияние главных образующих факторов (климатические особенности, поступление вод из Северного Ледовитого и Атлантического океанов, большой речной сток) обуславливает неоднородность вод Карского моря. По физико-химическим характеристикам они подразделяются на несколько категорий, каждая из которых имеет свои отличительные особенности.

Подавляющую часть пространства моря занимают поверхностные арктические воды. Они формируются в результате перемешивания вод, поступающих из других бассейнов, и материкового стока и их трансформации под воздействием гидрометеорологических процессов, развивающихся в мере. Толщина слоя поверхностных арктических вод не одинакова в разных районах моря и определяется в основном рельефом дна. На больших (200 м и более) глубинах они проникают до горизонтов 150—200 м, а в мелководных районах эти воды распространяются от поверхности до дна. В целом они характеризуются температурой, близкой к температуре замерзания, и несколько пониженной соленостью (29,0—33,5‰). Вместе с тем вертикальное распределение температуры и солености в глубоких частях моря обнаруживает в поверхностных арктических водах три слоя. Верхний (0—25—50 м) имеет однородную температуру и соленость, что объясняется активным перемешиванием вод в процессе зимней Вертикальной циркуляции. Его подстилает (от горизонтов 25—50 м до 100 м) слой с такой же низкой температурой и резко возрастающей (до 34,0‰ и более) соленостью. Глубже (от 100 до 200 м) лежит слой с характеристиками, промежуточными между подповерхностными и глубинными атлантическими водами. В весенне-летнее время на свободных ото льдов пространствах моря верхний слой поверхностных арктических вод в свою очередь оказывается стратифицированным по температуре и солености вследствие прогрева и опреснения вод.

Вблизи устьев рек в теплые сезоны речные воды интенсивно смешиваются с холодной и соленой поверхностной арктической водой. В результате этого здесь формируется своеобразная вода с повышенной температурой, низкой соленостью и соответственно с малой плотностью. Она растекается по поверхности более плотных арктических вод, на границе с которыми (горизонты 5—7 м) создаются большие градиенты солености и плотности. Опресненные поверхностные воды иногда распространяются на значительные расстояния от мест формирования. Под поверхностной арктической водой в желобах Св. Анны и Воронина находятся относительно теплые (0—+1°) соленые (около 35,0‰) атлантические воды. Они поступают из Центрального Арктического бассейна и по мере продвижения с севера на юг трансформируются и их верхняя граница (изотерма 0°)

поднимается от горизонта 100 м до горизонта 75 м. Количество и характеристики атлантических вод, поступающих в море, изменяются от года к году.

Основное место в гидрологической структуре вод Карского моря занимают поверхностные арктические воды и их разновидность, сформированная при смешении с пресными материковыми водами. Движение поверхностных и глубинных вод Карского моря создает в нем относительно устойчивую систему течений, связанную с циркуляцией вод Арктического бассейна, водообменом с соседними морями и речным стоком. Последний не столько возбуждает течения, сколько поддерживает их устойчивость. Для Карского моря характерны циклонический круговорот в западной части и разнонаправленные потоки в южных, центральных и северных районах (см. рис. 27). Западное кольцо течений образуют частично баренцевоморские воды, поступающие сюда через южные Новоземельские проливы и движущиеся к Ямалу и далее на север вдоль его западного берега. У северной оконечности полуострова это Ямальское течение усиливается Обь-Енисейским а еще севернее оно дает ответвление к Новой Земле. Здесь этот поток поворачивает на юг и в виде Восточно-Новоземельского течения движется вдоль берегов Новой Земли, к югу от которой оно сливается с баренцевоморскими водами, входящими в Карское море через упомянутые проливы, тем самым замыкается циклонический круговорот. При значительном развитии Сибирского максимума и относительно северном расположении Исландского минимума это кольцо течений охватывает всю западную часть моря. В случаях интенсивного развития Полярного максимума и смещений к западу Исландского минимума циклонический круговорот вод ограничен крайней юго-западной частью моря и течения в нем несколько ослаблены.

В южных районах моря, возле Оби и Енисея, кроме Обь-Енисейского начинается и Западно-Таймырское течение, воды которого преимущественно выносятся в пролив Вилькицкого, а частично распространяются вдоль западного побережья Северной Земли к северу. В центральной части моря прослеживается течение Святой Анны, направленное к северу и уходящее за пределы Карского моря. Кроме отмеченных основных течений в море существуют и менее отчетливо выраженные потоки, связанные с конфигурацией берегов, расположением островов и т. п. Обычно они локализованы на сравнительно небольших пространствах.

Скорости течений в море, как правило, невелики. Однако, если они усиливаются ветром, то при длительных и сильных ветрах скорости течений могут достигать значительных величин. Закономерности движения глубинных вод пока еще недостаточно ясны, кроме распространения глубинных атлантических вод, проникающих из Центрального Арктического бассейна в море по подводным желобам.

В пределах Карского моря течения переносят относительно однородные по термохалинным показателям воды, поэтому в нем четко не выражены зоны вергенций и фронтальных разделов. Своеобразными фронтами летом служат области соприкосновения речных и морских вод и прикромочные воды. Их положение, размеры и интенсивность часто изменяются в течение теплого времени, а в холодный сезон они отсутствуют.

Приливы в Карском море выражены весьма отчетливо. Одна приливная волна входит сюда из Баренцева моря и распространяется к югу вдоль восточного побережья Новой Земли, другая из Северного Ледовитого океана и идет на юг у западных берегов Северной Земли. Севернее о. Уединения они соединяются. При подходе к берегам волны отражаются от них, интерферируют и изменяют свою величину. Все это усложняет картину приливов в Карском море, где в общем преобладают правильные полусуточные приливы, но в отдельных районах наблюдаются суточные и смешанные приливы.

Движение приливной волны создает приливные течения, скорость которых достигает значительных величин, например, у о. Белый, в Карских Воротах, у западного берега Таймыра она доходит до 150 см/с, что значительно превышает скорости постоянных течений в Карском море. Приливные изменения уровня сравнительно невелики. По всем пунктам побережья они равны в среднем 0,5—0,8 м, но в Обской губе превышают 1 м.

Нередко их затушевывают сгонно-нагонные колебания уровня, которые на материковом берегу моря больше 1 м, а в глубине заливов и губ в безледные сезоны доходят до 2 м и больше.

Частые и сильные ветры развивают значительное волнение в Карском море. Однако размеры волн кроме скорости и продолжительности ветра зависят здесь и от ледовитости, обуславливающей длину разгона ветра. В связи с этим наиболее сильное волнение наблюдается в малоледовитые годы в конце лета — начале осени. Самую большую повторяемость имеют волны высотой 1,5—2,5 м, реже наблюдаются волны 3 м и более, максимальная высота волны около 8 м. Чаще всего сильное волнение развивается в юго-западной и северо-западной обычно свободных от льдов частях моря. Его центральные мелководные районы отличаются более слабым развитием волн. Во время штормов здесь образуются короткие и крутые волны. На севере моря волнение гасится льдом.

Суровый климат высокоширотного Карского моря обуславливает его полное замерзание в осенне-зимнее время и круглогодичное существование льда в нем. Льдообразование начинается в сентябре в северных районах моря и в октябре на юге. С октября по май почти все море покрыто льдами разного вида и возраста.

Прибрежную зону занимает припай. Он развит неравномерно. В северо-восточной части моря неподвижный лед образует непрерывную полосу, тянущуюся от о. Белый к архипелагу Норденшельда и оттуда к Северной Земле. В летнее время эта полоса припая взламывается и распадается на отдельные поля. Они сохраняются длительное время в виде Североземельского ледяного массива. В юго-западной, части моря припай занимает небольшие площади.

Мористее неподвижного льда располагается зона чистой воды или молодых льдов. Это район заприпайных полыней. В юго-западной части моря располагаются Амдерминская и Ямальская полыньи, а на юге центральной части моря — Обь-Енисейская. В открытых районах моря распространены дрейфующие льды, среди которых преобладают однолетние местного происхождения. Их максимальная толщина (в мае) 1,5—2,0 м. В море преобладает выносной дрейф, в процессе которого льды выносятся на север. На юго-западе располагается Новоземельский ледяной массив, который в течение лета растаивает на месте. В северных районах лед сохраняется постоянно. Сюда спускаются отроги океанических ледяных массивов. Распределение льдов в весенне-летнее время зависит от преобладания ветров у соответствующих течений.

Гидрохимические условия. Широкое сообщение с океаном, образование и таяние льда, большой речной сток сказываются на гидрохимических условиях, в частности на содержании и распределении кислорода и биогенных веществ в море. В начале лета и осенью в его северной части верхний слой, как правило, пересыщен кислородом. Во время летнего прогрева отмечается значительное уменьшение содержания кислорода. Это объясняется тем, что с повышением температуры воды уменьшается растворимость кислорода, который к тому же потребляется организмами.

Юго-восточная часть моря характеризуется относительно низким содержанием кислорода на поверхности. Оно меняется здесь в пределах 80—90% от насыщения. Понижение содержания кислорода происходит и вследствие притока речных вод. С ним связано присутствие органического вещества, окисление которого повышает расход кислорода и неблагоприятные условия для фотосинтетической деятельности (низкая прозрачность), понижающие выделение кислорода и т. д.

Для большинства районов Карского моря вертикальное распределение содержания кислорода имеет неравномерный ход и характеризуется двумя максимумами (на горизонтах порядка 10 и 75 м) и двумя минимумами (примерно на 50 и 100 м). Величины его достигают 90—100% насыщения. Такое распределение содержания кислорода по глубине связано с распределением температуры и плотности по вертикали, а также с перемешиванием вод при осенне-зимней вертикальной циркуляции, которая в разных районах достигает различных горизонтов. Летом верхний максимум обусловлен

пониженной по сравнению с поверхностной температурой, а нижний незначительным потреблением кислорода. Пониженное содержание кислорода совпадает с горизонтом, где происходит резкое повышение плотности. Здесь скапливаются отмершие планктонные организмы, происходит их распад и процессы окисления протекают весьма интенсивно, что влечет за собой повышенный расход кислорода. В юго-восточной части моря, несмотря на ярко выраженный слой скачка плотности, значительное понижение кислорода в нем наблюдается довольно редко, так как он расположен близко к поверхности, а весь верхний однородный слой доступен ветровому перемешиванию и, следовательно, пополнению кислородом из атмосферы. Турбулентное перемешивание на поверхности раздела уничтожает минимум кислорода в слое скачка плотности. Последний, однако, создает непреодолимое препятствие для вентиляции придонных вод, где обычно наблюдается пониженное содержание кислорода, величины которого колеблются около 70%.

Распределение биогенных веществ характеризуется понижением их с юга на север. Летом верхний слой толщиной 25—30 м обычно обеднен фосфатами и нитратами в связи с потреблением их фитопланктоном. Ниже содержание этих элементов несколько повышается. Присутствие льдов не отражается на содержании фосфатов, но заметно сказывается на количестве нитратов в воде. Минимум их наблюдается в разреженных льдах, максимум — на чистой воде. Объясняется это тем, что нитраты извлекаются из воды фитопланктоном, которого больше всего у кромки льдов и мало вдали от нее.

Хозяйственное использование. Суровая природа ограничивает рамки, но не исключает возможности экономического использования Карского моря. Главное направление хозяйственной деятельности в нем — морские транспортные перевозки. Они включают в себя транзитные переброски грузов с запада на восток и в обратном направлении по Северному морскому пути и грузообмен с конечными пунктами на побережье этого моря. Последний в настоящее время стал осуществляться практически круглогодично. На Ямал завозятся оборудование, материалы и т. п. для нефтегазовых промыслов, в Игарку поступают необходимые промышленные товары и продовольствие, а из нее вывозится лес и лесные грузы.

Добыча рыбы и морского зверя (нерпа, белуха) в прибрежных водах моря, заливах и губах имеет местное значение.

В течение последних 25—30 лет в Карском море проводятся систематические гидрометеорологические исследования. Собран, проанализирован и обобщен большой материал, который позволит составить довольно полное представление о его природе. Однако еще немало проблем ждет своего решения. К важнейшим из них относятся разностороннее изучение льдов (их образование, таяние, распределение), выяснение закономерностей формирования и изменчивости заприпайных полыней, общая циркуляция вод моря, изменчивость океанологических характеристик разных масштабов и т. п. Весьма актуальна проблема ледовых прогнозов и соответствие общих гидрометеорологических прогнозов, так как с ними связано оперативное обслуживание транспортных операций в Карском море — главной отрасли его народнохозяйственного использования.

## Море Лаптевых

Основные физико-географические черты. Между архипелагом Северной Земли и Таймырским полуостровом на западе и Новосибирскими островами на востоке лежит море, которое носит имя братьев Лаптевых. Оно ограничено естественными рубежами и условными линиями (см. рис. 24). Его западная граница проходит по восточным берегам островов Северная Земля от м. Арктический (о. Комсомолец), затем через пролив Красной Армии по восточному берегу о. Октябрьской Революции до м. Анучина, через пролив Шокальского до м. Песчаный на о. Большевик и по его восточному берегу до м. Вайгач,

затем по восточной границе пролива Вилькицкого и далее по материковому берегу до вершины Хатангского залива. Северная граница моря проходит от м. Арктический до точки пересечения меридиана северной оконечности о. Котельный ( $139^\circ$  в. д.) с краем материковой отмели ( $79^\circ$  с. ш.,  $139^\circ$  в. д.), восточная граница от указанной точки — к западному берегу о. Котельный, далее по западной границе пролива Санникова, огибает западные берега островов Большой и Малый Ляховские и затем идет по западной границе пролива Дмитрия Лаптева. Южная граница моря проходит по материковому берегу от м. Святой Нос до вершины Хатангского залива. В этих границах море лежит между параллелями  $81^\circ 16'$  и  $70^\circ 42'$  с. ш. и меридианами  $95^\circ 44'$  и  $143^\circ 30'$  в. д.

По географическому положению и гидрологическим условиям, отличным от океана, с которым море свободно сообщается, оно относится к типу материковых окраинных морей. В принятых границах море Лаптевых имеет следующие размеры: площадь — 662 тыс. км<sup>2</sup>, объем 353 тыс. км<sup>3</sup>, средняя глубина 533 м, наибольшая глубина 3385 м.

В море Лаптевых насчитывается несколько десятков островов. Большинство из них находится в западной части моря, причем местами они располагаются группами, местами в одиночку. Наиболее значительные группы островов: Комсомольской Правды, Вилькицкого и Фаддея. Среди одиночных островов своими размерами выделяются острова Старокадомского, Малый Таймыр, Большой Бегичев, Песчаный, Столбовой и Бельковский. Множество мелких островов расположено в дельтах рек.

Берега моря довольно сильно изрезаны и образуют разной формы и величины заливы, губы, бухты, полуострова и мысы. Значительно расчленены восточные берега островов Северной Земли и Таймырского полуострова. К востоку от него береговая черта образует несколько крупных заливов (Хатангский, Анабарский, Оленекский, Янский), бухт (Кожевникова, Нордвик, Тикси), губ (Буор-Хая, Ванькина) и полуостровов (Хара-Тумус, Нордвик). Западное побережье Новосибирских островов изрезано значительно меньше.

Ландшафты берегов моря довольно разнообразны. Местами к воде подходят невысокие горы, местами они отступают в глубь суши. Большая часть побережья низменна. Различное по рельефу и строению побережье моря на разных участках относится к различным морфологическим типам берегов (см. рис. 24). В основном — это абразионные и аккумулятивные формы, но местами встречаются и ледяные берега.

Море Лаптевых целиком занимает шельф, захватывает материковый склон и небольшую часть ложа океана, поэтому его дно представляет собой равнину, которая в начале полого понижается, а затем круто обрывается к северу. Рельеф дна этой равнины пересечен сравнительно слабо (см. рис. 24). На ней выделяется несколько желобов, возвышенностей и банок. Так, широкий, но короткий желоб расположен против устья Лены, воронкообразный желоб находится у Оленекского залива, узкий и длинный желоб уходит от о. Столбового на север. В восточной части моря поднимаются банки Семеновская и Васильевская. Подавляющая часть моря очень мелководна. Половину всей его площади занимают глубины до 50 м, а южнее  $76^\circ$  с. ш. они не превышают 25 м. Северная часть моря значительно глубже. В этом районе глубины постепенно увеличиваются от 50 до 100 м, а затем резко возрастают до 2000 м и более. При столь большом контрасте глубин природные условия моря в основном характеризуют глубины порядка 50—100 м.

Высокоширотное положение, большая удаленность от Атлантического и Тихого океанов, близость азиатского материка и полярных льдов делают море Лаптевых одним из самых суровых среди наших арктических морей. Его климат в общем может быть охарактеризован скорее как континентальный, чем как морской полярный, однако с заметно выраженными морскими чертами. Континентальность климата наиболее отчетливо проявляется в больших годовых колебаниях температуры воздуха, хотя под влиянием моря они сглажены по сравнению с сушей. Значительная протяженность моря с юго-запада на северо-восток создает климатические различия от места к месту, заметно выраженные по сезонам.

В разные времена года море Лаптевых находится под влиянием различных центров действия атмосферы, что определяет синоптическую обстановку и погоду над ним. В холодный сезон море находится преимущественно в зоне влияния областей высокого атмосферного давления. Осенью неустойчивые ветры приобретают южное направление и усиливаются до штормовых. Реже проходят циклоны, уменьшается облачность.

Зимой на море Лаптевых воздействуют три крупные барические системы. В юго-восточную часть заходит отрог Сибирского антициклона. С севера над ним как бы нависает гребень Полярного максимума. К западной части иногда подходит ложбина Исландского минимума. Основное влияние оказывает Сибирский антициклон. В соответствии с такой барической обстановкой в этот сезон преобладают южные и юго-западные ветры со скоростью в среднем около 8 м/с. К концу зимы скорость их становится меньше и часто наблюдаются штили. Воздух сильно выхолаживается. Температура воздуха над морем в общем понижается с северо-запада на юго-восток до  $-26$ — $-29^{\circ}$  в январе (средние месячные значения). Спокойная и малооблачная зимняя погода прерывается редкими циклонами, проходящими несколько южнее моря. Они вызывают сильные холодные северные ветры и метели, которые продолжаются несколько дней и скоро прекращаются.

В теплый сезон начинается разрушение областей высокого атмосферного давления и становится менее заметной ложбина низкого давления. Барическая обстановка в целом напоминает зимнюю, но несколько более размыта, поэтому весенние ветры очень неустойчивы по направлению. Кроме южных иногда одинаково часто дуют северные ветры. Обычно ветры порывистые, но небольшой силы. Температура воздуха неуклонно повышается. Преобладает облачная довольно холодная погода. Летом Сибирский максимум отсутствует, а Полярный максимум вырисовывается довольно слабо. К югу от моря давление несколько понижено, над самим морем оно немного повышено. Вследствие этого чаще всего дуют северные ветры со скоростью 3—4 м/с. Сильные ветры со скоростями больше 20 м/с летом совсем не наблюдаются. Температура воздуха повышается и ее среднемесячные значения в августе достигают максимума, в центральной части моря наблюдаются значения  $+1$ — $5^{\circ}$ . На побережье в закрытых бухтах воздух иногда прогревается весьма значительно. В бухте Тикси отмечена максимальная температура  $32,7^{\circ}$ , но это случается редко. Для лета характерно усиление циклонической деятельности. В это время над южной частью моря часто идут циклоны, которые здесь же и заполняются. Тогда над морем устанавливается пасмурная погода с непрерывно морозящим дождем. В конце августа начинает формироваться Сибирский максимум давления, что знаменует переход к осени.

Таким образом, море Лаптевых большую часть года оказывается под воздействием в основном Сибирского антициклона. Это обуславливает относительно слабую циклоническую деятельность и преимущественно слабые ветры, имеющие муссонный характер.

Длительное сильное охлаждение и спокойный ветровой режим зимы — важнейшие климатические черты моря, которые существенно отражаются на характеристиках его вод. Весьма важную роль в формировании природного облика моря Лаптевых играет материковый сток. В это море впадает несколько крупных и множество мелких рек. Наибольшая из них — Лена — ежегодно приносит около  $515 \text{ км}^3$  воды, Хатанга — свыше  $100 \text{ км}^3$ , Яна сбрасывает более  $30 \text{ км}^3$ , Оленек около  $35 \text{ км}^3$  и Анабара несколько меньше ( $20 \text{ км}^3$ ). Все прочие реки дают около  $20 \text{ км}^3$  воды в год. Общий объем ежегодного стока в море равен примерно  $720 \text{ км}^3$ , что составляет 30% от общего объема жидкого стока во все советские арктические моря. Однако распределение стока весьма неравномерно во времени и в пространстве. Примерно 90% всего годового стока приходится на летние месяцы (июнь — сентябрь), из которых на август падает около 35—40% годового стока, тогда как в январе он исчисляется лишь в 5%. Такая неравномерность распределения стока в течение года объясняется доминирующим влиянием тающих снегов в питании

сибирских рек, впадающих в море Лаптевых, причем подавляющая часть их вод поступает в восточную часть моря (только Лена дает 70% всего берегового стока). В зависимости от количества приносимой реками воды и гидрометеорологической обстановки речные воды распространяются то к северо-востоку, достигая северной оконечности о. Котельного, то далеко на восток, уходя через проливы в Восточно-Сибирское море. Реки, впадающие западнее устья Лены, дают всего 20% от общего объема стока в море.

Гидрологическая характеристика. Большой в целом материковый сток, распространение распресненных вод на обширных пространствах моря вместе с другими факторами (суровость климата, свободный водообмен с Северным Ледовитым океаном, круглогодично существующие льды на значительных площадях) заметно сказываются на гидрологических условиях моря Лаптевых. Это прежде всего проявляется на величинах распределения и пространственно-временной изменчивости океанологических характеристик в рассматриваемом море.

На протяжении большей части года температура воды близка к точке замерзания. В холодные сезоны она быстро понижается осенью, а зимой на поверхности изменяется по пространству моря от  $-0,8^{\circ}$  (у о. Мостях) до  $-1,7^{\circ}$  (у м. Челюскин). Близкие величины наблюдаются в это время и в других районах. В первые месяцы весеннего прогрева происходит таяние льда, поэтому температура воды остается почти такой же, как и зимой. Только в прибрежных районах, особенно возле устьевых областей, которые раньше других очищаются ото льда, температура воды повышается. Ее величины в общем понижаются с юга на север и с востока на запад. Летом поверхность моря прогревается. В августе на юге (губа Буор-Хая) температура воды на поверхности может достигать  $+10^{\circ}$  и даже  $+14^{\circ}$ , в центральных районах она равна  $+3—5^{\circ}$ , у северной оконечности о. Котельного и у м. Челюскин  $+0,8—1,0^{\circ}$ . В общем западная часть моря, куда приходят холодные воды Арктического бассейна, характеризуется более низкими величинами ( $+2—3^{\circ}$ ) температуры воды, чем восточная, где сосредоточена основная масса теплых речных вод, поэтому поверхностная температура может достигать здесь  $+6—8^{\circ}$ .

Вертикальное распределение температуры воды неодинаково в холодные и теплые сезоны. Ее изменение с глубиной отчетливо выражено только летом. Зимой в районах с глубинами до 50—60 м температура воды одинакова от поверхности до дна. В прибрежной зоне она равна  $-1,0—1,2^{\circ}$ , а в открытом море около  $-1,6^{\circ}$ . На больших глубинах на горизонтах 50—60 м температура воды повышается на  $0,1—0,2^{\circ}$ . Это объясняется притоком других вод, так как одновременно несколько повышается соленость.

На севере в районах глубокого желоба отрицательная температура распространяется от поверхности примерно до 100 м. Отсюда начинается повышение ее до  $0,6—0,8^{\circ}$ . Такая температура сохраняется примерно до 300 м, а ниже она снова медленно понижается ко дну. Высокие значения температуры в слое 100—300 м связаны с проникновением в море Лаптевых теплых атлантических вод из Центрального Арктического бассейна.

Летом верхний слой толщиной 10—15 м хорошо прогревается и имеет температуру  $8—10^{\circ}$  в юго-восточной части и  $3—4^{\circ}$  в центральной. Глубже этих горизонтов температура резко понижается, доходя до  $-1,4—1,5^{\circ}$  на горизонте 25 м. Эти или близкие к ним значения сохраняются до самого дна. В западной части моря, где прогрев меньше, чем на востоке, таких резких различий температуры не наблюдается.

Неодинакова и изменчива в пространстве и во времени соленость в море Лаптевых. Ее различия очень велики (от 1 до 34‰), но преобладают опресненные воды соленостью 20—30‰. Распределение солености по поверхности весьма сложно. В общем она увеличивается с юго-востока на северо-запад и север.

Зимой при минимальном речном стоке и интенсивном льдообразовании соленость наиболее велика. При этом на западе она выше, чем на востоке. У м. Челюскина она почти 34‰, а у о. Котельного только 25‰. В начале весны соленость остается довольно высокой, но в июне, с началом таяния льдов, она начинает понижаться. Летом, при

максимальном стоке, соленость характеризуется низкими значениями (см. рис. 26, б). Сильнее всего опреснена юго-восточная часть моря. В губе Буор-Хая соленость понижается до 5‰ и ниже, к северу от нее немного выше, до 10—15‰. На западе моря распространяются более соленые воды (30—32‰). Они располагаются несколько севернее линии о. Петра — м. Анисий. Таким образом, опресненные воды выклиниваются на север в восточной части моря, а соленые воды широким языком спускаются к югу в западной части моря.

Осенью речной сток сокращается, а в октябре начинается льдообразование и происходит осолонение поверхностных вод. С глубиной соленость в общем повышается. Однако распределение ее по вертикали имеет сезонные различия в разных районах моря. Зимой на мелководьях она увеличивается от поверхности до 10—15 м, а затем остается почти неизменной до дна. На больших глубинах заметное повышение солености начинается не от самой поверхности, а с нижележащих горизонтов, от которых она медленно увеличивается ко дну. Весенний тип вертикального распределения солености, отличный от зимнего, наступает со времени интенсивного таяния льда. В это время соленость резко понижается в поверхностном слое и сохраняет довольно высокие значения на нижних горизонтах.

Летом в зоне воздействия речных вод верхний слой 5—10 м весьма сильно опреснен, ниже наблюдается очень резкое повышение солености. В слое от 10 до 25 м градиент солености местами достигает 20‰ на 1 м. Отсюда соленость либо остается неизменной, либо постепенно повышается на десятые доли промилле. В северной части моря соленость сравнительно быстро увеличивается от поверхности до 50 м, отсюда и до 300 м она повышается медленнее в пределах от 29 до 33—34‰, глубже почти не меняется.

Осенью в южных районах значения солености возрастают с глубиной и летний скачок постепенно выравнивается. На севере одинаковая соленость охватывает верхний слой, а ниже с глубиной происходит ее увеличение. Температура и соленость воды определяют ее плотность, причем в море Лаптевых большое влияние на величину плотности оказывает соленость. В соответствии с изменением солености и температуры в пространстве и во времени меняется и плотность воды. Она увеличивается с юго-востока на северо-запад. Зимой и осенью вода плотнее, чем летом и весной. Плотность увеличивается с глубиной. Зимой и в начале весны она почти одинакова от поверхности до дна. Летом скачок солености и температура на горизонте 10—15 м определяет здесь резко выраженный скачок плотности. Осенью солонение и охлаждение поверхностных вод увеличивает их плотность.

Плотностная стратификация вод четко прослеживается с конца весны до начала осени, наиболее резко она выражена в юго-восточных и центральных районах моря и у кромки льдов. Разная степень переслоенности вод по вертикали обуславливает неодинаковые возможности для развития перемешивания в разных районах моря Лаптевых.

Ветровое перемешивание на свободных ото льдов пространствах этого моря развито слабо вследствие относительно спокойной ветровой обстановки в теплое время года, большой ледовитости моря и расслоения его вод. В течение весны и лета ветер перемешивает лишь самые верхние слои толщиной до 5—7 м на востоке и до 10 м в западной части моря.

Сильное осенне-зимнее выхолаживание и интенсивное льдообразование вызывают активное, но неодинаковое от места к месту развитие конвекции. Она начинается на северо-востоке и севере, затем происходит в центральной части, на юге и юго-востоке моря. В связи со сравнительно небольшой степенью расслоения и ранним льдообразованием плотностное перемешивание наиболее глубоко (до горизонтов 90—100 м) проникает на севере моря, где его распространение ограничивает плотностная структура вод. В центральных районах конвекция достигает дна (40—50 м) еще к началу зимы, а в южной части, подверженной влиянию материкового стока, даже на небольших (до 25 м) глубинах она распространяется до дна только к концу зимы в результате

значительного повышения солености за счет зимнего льдообразования, что объясняется здесь расслоением вод по глубине.

Природные особенности моря Лаптевых обуславливают заметно выраженную неоднородность его вод. Вследствие, определенного сходства рассматриваемого и Карского морей их гидрологическая структура и механизм ее формирования близки и показаны в разделе о Карском море. Так, в море Лаптевых (подобно Карскому) преобладают поверхностные арктические воды со свойственными им характеристиками и сезонным расслоением по температуре и солености. В зонах сильного влияния берегового стока в результате смешения речных и поверхностных арктических вод образуется вода с относительно высокой температурой и низкой соленостью. На границе их раздела (горизонт 5—7 м) создаются большие градиенты солености и плотности. На севере, в глубоком желобе под поверхностной арктической водой распространены теплые атлантические воды, но их температура несколько ниже, чем в желобах Карского моря. Они проникают сюда через 2,5—3 года после начала пути у Шпицбергена. В более глубоком по сравнению с Карским морем Лаптевых горизонты от 800—1000 м и до дна занимает холодная придонная вода с температурой  $-0,4—0,9^{\circ}$  и почти однородной (34,90—34,95‰) соленостью. Ее формирование связано с опусканием охлажденных вод моря по материковому склону на большие глубины. Определяющая роль в гидрологических условиях моря Лаптевых принадлежит процессам, протекающим в поверхностных арктических водах и в зонах их смешения с речными водами.

Общая циркуляция вод моря Лаптевых еще не достаточно ясна в деталях, особенно в отношении движения в нижних горизонтах, вертикальных составляющих и т. п. Довольно определенные представления имеются о постоянных течениях на поверхности моря (см. рис. 27). В целом этому морю свойственна циклоническая циркуляция поверхностных вод. Ее образует прибрежный поток, движущийся вдоль материка с запада на восток, где он усиливается Ленским течением. При дальнейшем движении его большая часть отклоняется на север и северо-запад и в виде Новосибирского течения выходит за пределы моря, соединяясь с Трансарктическим течением. У северной оконечности Северной Земли ответвляется Восточно-Таймырское течение, которое движется на юг вдоль восточных берегов Северной Земли и полуострова Таймыр и замыкает циклоническое кольцо в море. Небольшая часть вод прибрежного потока уходит через пролив Санникова в Восточно-Сибирское море.

Скорости течений в этом кругообороте невелики (примерно 2 см/с), а внутри него располагается зона затишья. В зависимости от крупномасштабной барической ситуации центр циклонической циркуляции располагается то в середине северной части моря, то смещается в сторону Северной Земли. Соответственно возникают ответвления от основных потоков. Постоянные течения нарушаются приливыми.

В море Лаптевых прилив выражен хорошо, имеет характер неправильной полусуточной волны. Приливная волна входит, с севера и распространяется к берегам, затухая и деформируясь по мере продвижения к ним. Величина прилива обычно невелика, преимущественно около 0,5 м. Только в Хатангском заливе размах приливных колебаний уровня превышает 2,0 м в сизигии. Это объясняется постепенным уменьшением глубины и ширины залива от устья к вершине. Такая конфигурация залива обычно и приводит к увеличению прилива. Приливная волна, пришедшая в Хатангский залив, распространяется почти на 500 км вверх по р. Хатанге. Это один из редких случаев столь глубокого проникновения прилива в реку. При этом явления бора на Хатанге не замечено. В другие реки, впадающие в море Лаптевых, прилив почти не заходит и затухает очень близко от устья, так как эти реки имеют дельты, в протоках которых гасится прилившая волна.

Кроме приливных в море Лаптевых наблюдаются сезонные и сгонно-нагонные колебания уровня. Сезонные изменения уровня в общем весьма незначительны. Наиболее ярко они выражены в юго-восточной части моря, на участках, близких к устьям рек, но и здесь размах колебания не превышает 40 см. Минимальная высота уровня наблюдается

зимой, а максимальная — летом. В остальных районах моря сезонный ход уровня очень мал.

Сгонно-нагонные колебания уровня отмечаются везде и в любое время года, однако они наиболее значительны в юго-восточной части. Сгоны и нагоны обуславливают самые большие понижения и повышения уровня в море Лаптевых. Размах колебаний положения уровня между сгонами и нагонами достигает 1—2 м, а иногда доходит до 2,5 м (бухта Тикси). Чаще всего сгоны и нагоны наблюдаются осенью при сильных и устойчивых ветрах. Для моря в целом северные ветры вызывают нагон, а южные — сгон, но в зависимости от конфигурации берегов сгонно-нагонные колебания уровня в каждом конкретном районе создают ветры определенных направлений. Так, в юго-восточной части моря к наиболее эффективным нагонным ветрам относятся западные и северо-западные.

Преобладание слабых ветров, мелководность и постоянные льды обуславливают довольно спокойное состояние моря. В среднем здесь превалирует волнение 2—4 балла с высотами волн около 1 м. Летом (июль — август) в западной и центральной частях моря изредка развиваются штормы 5—7 баллов, во время которых высота волн достигает 4—5 м. Осень — наиболее штормовое время года, когда море бывает наиболее бурным и наблюдаются максимально высокие (до 6 м) волны. Однако и в этот сезон преобладают волны высотой порядка 4 м, что определяется длиной разгона и глубинами.

Большую часть года (с октября по май) все море Лаптевых покрыто льдами различной толщины и возраста (см. рис. 28). Льдообразование начинается в конце сентября и проходит одновременно на всем пространстве моря. Зимой в его отдаленной восточной части развит чрезвычайно обширный припай толщиной до 2 м. Границей распространения припая служит глубина 20—25 м, которая в этом районе моря проходит на удалении нескольких сотен километров от берега. Площадь припая равна примерно 30% площади всего моря. В западной и северо-западной частях моря припай невелик, а в некоторые зимы совсем отсутствует. Севернее припайной зоны находятся дрейфующие льды.

При почти постоянном выносе льдов из моря на север зимой за припаем сохраняются значительные пространства полыней и молодого льда. Ширина этой зоны варьирует от десятков до нескольких сотен километров. Ее отдельные участки называют Восточно-Североземельской, Таймырской, Ленской и Новосибирской полыньями. Последние две в начале теплого сезона достигают огромных размеров (тысячи квадратных километров) и становятся центрами очищения моря ото льдов. Таяние льда начинается в июне — июле и к августу значительные пространства моря освобождаются ото льдов. Летом кромка льдов часто меняет свое положение под влиянием ветров и течений. Западная часть моря в общем более ледовитая, чем восточная. С севера, вдоль восточного берега Таймыра, в море спускается отрог океанического Таймырского ледяного массива, в котором нередко встречаются тяжелые многолетние льды. Он устойчиво сохраняется до нового льдообразования, в зависимости от преобладающих ветров, перемещаясь то к северу, то к югу. Локальный Янский ледяной массив, образованный припайными льдами, ко второй половине августа обычно растаивает на месте или частично уносится на север за пределы моря.

Гидрохимические условия. Большой материковый сток и свободная связь с Северным Ледовитым океаном сказываются на гидрохимических условиях моря Лаптевых. В типичном для морей солевом составе вод этого моря отмечается относительно пониженное содержание магния, сульфатов и хлора, а натрия, калия, кальция и углекислоты в них растворено несколько больше, чем в океане.

По содержанию растворенного кислорода северная часть моря несколько богаче, чем южная, что связано с худшей аэрацией на юге из-за резкого различия плотности по вертикали. В конце лета поверхностный слой (0—10 м) в большинстве районов моря имеет около 100% насыщения кислородом. В другие сезоны содержание кислорода, по видимому, понижается. С возрастанием глубины количество кислорода становится

меньше. На юге это более заметно, чем на севере, куда поступают хорошо аэрированные воды Центрального арктического бассейна. В противоположность распределению кислорода в поверхностном слое моря отмечается весьма низкое содержание фосфатов и нитратов. Иногда их количество сокращается до «биологического нуля», что свидетельствует о значительном потреблении их планктоном. С глубиной количество их плавно повышается, но, так как летом перемешивание весьма ограничено, биогенные вещества не поднимаются к поверхности и не пополняют расход.

**Хозяйственное использование.** Суровая природа и удаленность от центральных районов страны ограничивают возможность хозяйственного использования моря Лаптевых. Главное направление его экономики — транспортные перевозки по Северному морскому пути. Ведущее место в них занимает транзит грузов и определенную роль играют доставка и отправление грузов в конечные пункты, главным образом порт Тикси.

Незначительные промыслы рыбы и морского зверя в устьевых районах имеют чисто местное значение.

В море Лаптевых проводятся систематические комплексные исследования. Они носят научный и научно-прикладной характер. С ними связаны важнейшие проблемы изучения моря, к которым относятся следующие: общая циркуляция вод моря, взаимодействие морских и речных вод, ледовый баланс моря, комплексное изучение шельфовой зоны, гидрометеорологические прогнозы разной заблаговременности, научное обслуживание арктического мореплавания и др. Решение многочисленных и разнообразных проблем — важная задача исследователей моря Лаптевых.

## Восточно-Сибирское море

Основные физико-географические черты. Само название указывает на то, что море омывает северные берега Восточной Сибири. Оно частично ограничено естественными рубежами, а во многих местах условными линиями. Его западная граница проходит от точки пересечения меридиана северной оконечности о. Котельный с краем материковой отмели ( $79^\circ$  с. ш.,  $139^\circ$  в. д.) до северной оконечности этого острова (м. Анисий), затем по его западному берегу и далее следует вдоль восточной границы моря Лаптевых. Северная граница проходит по краю материковой отмели от точки с координатами  $79^\circ$  с. ш.,  $139^\circ$  в. д. до точки с координатами  $76^\circ$  с. ш.,  $180^\circ$  в. д., а восточная граница — от точки с этими координатами по меридиану  $180^\circ$  до о. Врангеля, затем по его северо-западному берегу до м. Блоссом и далее до м. Якан на материке. Южная граница проходит по материковому берегу от м. Якан до м. Святой Нос (западная граница пролива Дмитрия Лаптева и Санникова).

По географическому положению и гидрологическим условиям, отличным от океана, с которым море свободно сообщается, оно относится к типу материковых окраинных морей. В принятых границах Восточно-Сибирское море имеет следующие размеры: площадь 913 тыс. км<sup>2</sup>, объем 49 тыс. км<sup>3</sup>, средняя глубина 54 м, наибольшая глубина 915 м.

Море бедно островами. Береговая линия Восточно-Сибирского моря образует крупные изгибы, местами уходящие глубоко в сушу, местами выступающие в море, между которыми есть участки с ровной линией берега. Мелкие извилины встречаются редко и обычно приурочены к устьям рек. По характеру ландшафтов западная часть побережья Восточно-Сибирского моря резко отличается от восточной. На участке от Новосибирских островов и до устья Колымы берега однообразны. Здесь к морю подходит заболоченная тундра. Берега низменны и пологи. Восточное Колымы побережье становится гористым, кончается и его унылое однообразие. От устья Колымы до о. Айон прямо к воде подходят невысокие холмы, местами круто обрывающиеся. Чаунскую губу обрамляют невысокие, но крутые ровные берега. Различное по рельефу и строению побережье моря на разных участках относится к разным морфологическим типам берегов (см. рис. 24). Подводный

рельеф шельфа, образующего ложе этого моря, в общих чертах представляет собой равнину, наклоненную с юго-запада на северо-восток. Дно моря не имеет значительных впадин и возвышенностей. Преобладают глубины до 20—25 м. К северо-востоку от устьев Индигирки и Колымы на морском дне отмечены относительно глубокие желоба (см. рис. 24). Предполагают, что это следы древних речных долин, ныне залитых морем. Область малых глубин в западной части моря образует Новосибирскую отмель. Наибольшие глубины сосредоточены в северо-восточной части моря, но они нигде не превышают 100 м. Резкое увеличение глубин происходит в промежутке от 100 до 200 м.

Расположенному в высоких широтах, вблизи постоянных льдов Арктического бассейна и огромного азиатского материка Восточно-Сибирскому морю свойственна определенная климатическая особенность: оно находится в зоне соприкосновения атмосферного воздействия Атлантического и Тихого океанов. В западную часть моря, хотя редко, но все же проникают циклоны атлантического происхождения, а в его восточные районы — тихоокеанского. Все это характеризует климат Восточно-Сибирского моря как полярный морской, но со значительным влиянием континента. Его основные черты хорошо прослеживаются зимой и летом и в меньшей степени в переходные сезоны, когда перестраиваются крупномасштабные барические поля и атмосферные процессы неустойчивы.

Зимой главное воздействие на море оказывает отрог Сибирского максимума, выходящий к его побережью, тогда как гребень Полярного антициклона выражен слабее. В связи с этим над морем преобладают юго-западные и южные ветры со скоростью 6—7 м/с. Они приносят с собой холодный воздух с континента, поэтому среднемесячная температура воздуха в январе держится около  $-28$ — $-30^{\circ}$ . Для зимы характерна спокойная ясная погода, которую в некоторые дни нарушают циклонические вторжения. Атлантические циклоны на западе моря обуславливают усиление ветра и некоторое потепление, а тихоокеанские циклоны, имеющие в тылу холодный континентальный воздух, только увеличивают скорость ветра, облачность и вызывают метели в юго-восточной части моря. На гористых участках побережья с прохождением тихоокеанских циклонов связано образование местного ветра — фена. Обычно он достигает здесь штормовой силы, несет с собой некоторое повышение температуры и уменьшение влажности воздуха.

Летом давление над материком Азии понижено, а над морем повышено, поэтому преобладают ветры северных румбов. В начале сезона они очень слабые, но в течение лета скорость ветра постепенно возрастает, достигая в среднем 6—7 м/с. К концу лета западная часть Восточно-Сибирского моря становится одним из-наиболее бурных участков трассы Северного морского пути. Часто ветер дует со скоростью 10—15 м/с. Юго-восточная часть моря значительно спокойнее. Усиление ветра здесь связано с фенами. Устойчивые северные и северо-восточные ветры обуславливают низкую температуру воздуха. Средняя июльская температура всего  $0$ — $+1^{\circ}$  на севере моря и  $+2$ — $+3^{\circ}$  в прибрежных районах. Понижение температуры с юга на север объясняется охлаждающим влиянием льдов и согревающим воздействием материка. В летнее время над Восточно-Сибирским морем стоит преимущественно пасмурная погода с мелким морозящим дождем. Иногда идет мокрый снег.

Для осени характерно почти полное отсутствие возвратов тепла, что объясняется удаленностью моря от Атлантического и Тихого океанов и соответственно их слабым влиянием на атмосферные процессы в этот сезон. Сравнительно холодное лето во всем море, бурная погода в конце лета и особенно осенью в окраинных районах моря и затишье в его центральной части — характерные климатические черты моря.

В отличие от Карского и моря Лаптевых материковый сток в Восточно-Сибирское море сравнительно невелик. Он составляет около  $250 \text{ км}^3/\text{год}$ , т. е. всего 10% от общего объема речного стока во все арктические моря. Самая крупная из впадающих в него рек (Колыма) за год дает  $132 \text{ км}^3$  воды, вторая по величине река (Индигирка) сбрасывает 59

км<sup>3</sup> воды в год. Все остальные реки за это же время вливают в море примерно 35 км<sup>3</sup> воды. Вся речная вода поступает в южную часть моря, причем примерно 90% стока приходится, как и в других арктических морях, на летние месяцы. Небольшая мощность потоков не позволяет речной воде распространяться далеко от устьев даже во время максимального стока. В связи с этим при столь обширных размерах Восточно-Сибирского моря береговой сток существенно не влияет на его общий гидрологический режим, а лишь обуславливает некоторые гидрологические особенности прибрежных участков в летнее время.

**Гидрологическая характеристика.** Высокие широты, свободное сообщение с Центральным Арктическим бассейном, большая ледовитость и малый речной сток определяют главные черты гидрологических условий, в том числе распределение и пространственно-временную изменчивость океанологических характеристик в Восточно-Сибирское море. Температура воды на поверхности во все сезоны в общем понижается с юга на север. Зимой она близка к точке замерзания и вблизи устьев рек равна  $-0,2$ — $-0,6$ °, а у северных границ моря  $-1,7$ — $-1,8$ °. Летом распределение поверхностной температуры обусловлено ледовой обстановкой (см. рис. 26, а). Температура воды в заливах и бухтах достигает  $+7$ — $8$ °, а в открытых свободных ото льда районах только  $+2$ — $3$ °, а у кромки льда она близка к  $0$ °.

Изменение температуры воды с глубиной зимой и весной мало заметно. Лишь вблизи устьев крупных рек она понижается от  $-0,5$ ° в подледных горизонтах до  $-1,5$ ° у дна. Летом на свободных ото льдов пространствах температура воды несколько понижается от поверхности до дна в прибрежной зоне на западе моря. В его восточной части поверхностная температура наблюдается в слое 3—5 м, откуда она резко понижается до горизонтов 5—7 м и далее идет ее плавное понижение ко дну. В зонах влияния берегового стока однородная температура охватывает слой до 7—10 м, между горизонтами 10—15—20 м она резко, а далее плавно понижается до дна. Мелководное слабо прогреваемое Восточно-Сибирское море — одно из самых холодных арктических морей нашей страны.

Соленость на поверхности в общем увеличивается от юго-запада к северо-востоку. Зимой и весной она равна 4—5‰ вблизи устьев Колымы и Индигирки, достигает величин 24—26‰ у островов Медвежьих, увеличивается до 28—30‰ в центральных районах моря и повышается до 31—32‰ на его северных окраинах. Летом в результате притока речных вод и таяния льдов величины поверхностной солености уменьшаются до 18—22‰ в прибрежной зоне, 20—22‰ у островов Медвежьих, 24—26‰ на севере у кромки тающих льдов (см. рис. 26, б).

Соленость увеличивается с глубиной. Зимой на большей части пространств моря она незначительно повышается от поверхности до дна. Лишь в северо-западном районе, куда проникают океанские воды с севера, соленость увеличивается от 23‰ в верхнем слое толщиной 10—15 м до 30‰ у дна. Вблизи устьевых участков верхний опресненный слой до горизонтов 10—15 м подстилают более соленые воды. С конца весны и в течение лета на свободных ото льда пространствах образуется опресненный слой толщиной 20—25 м, в котором соленость увеличивается с глубиной. Следовательно, в мелководных районах (до глубин 20—25 м) распреснение охватывает всю толщу вод. В более глубоких районах на севере и востоке моря на горизонтах 5—7—10 м, местами 10—15 м соленость резко увеличивается, а далее плавно и немного повышается до дна. Горизонтальное и вертикальное распределение солености в море во многом определяется ледовой обстановкой и материковым стоком.

Температура и в основном соленость обуславливают величины плотности воды. В соответствии с этим в осенне-зимний сезон вода плотнее, чем весной и летом. Плотность больше на севере и востоке, чем на западе моря, куда проникают опресненные воды из моря Лаптевых. Однако эти различия невелики. Обычно плотность увеличивается с глубиной. Ее распределение по вертикали сходно с ходом солености в толще воды.

Различная степень переслоенности вод по плотности создает неодинаковые условия для развития перемешивания в разных районах Восточно-Сибирского моря. На относительно слабо стратифицированных и свободных ото льдов пространствах сильные ветры летом перемешивают воду до горизонтов 20—25 м. Следовательно, в районах, ограниченных глубиной 25 м, ветровое перемешивание распространяется до дна. В местах резкого расслоения вод по плотности ветровое перемешивание проникает лишь до горизонтов 10—15 м, где его ограничивают значительные вертикальные градиенты плотности.

Осенне-зимняя конвекция в Восточно-Сибирском море на глубинах 40—50 м, которые занимают более 72% всей его площади, проникает до дна. К концу холодного сезона зимняя вертикальная циркуляция распространяется до горизонтов 70—80 м, где ее ограничивает либо дно, либо устойчивая плотностная структура вод.

Вследствие мелководности и отсутствия глубоких желобов, выходящих за северные пределы Восточно-Сибирского моря, подавляющую часть его пространств от поверхности до дна занимают поверхностные арктические воды с соответствующими характеристиками. Лишь в сравнительно ограниченных приустьевых районах распространена своеобразная вода, образованная в результате смешения речной и морской вод. Она характеризуется повышенной температурой и низкой соленостью.

Постоянные течения на поверхности Восточно-Сибирского моря образуют слабо выраженную циклоническую циркуляцию (см. рис. 27). Вдоль материкового побережья выражен устойчивый перенос вод с запада на восток. У м. Биллингса часть из них направляется на север и северо-запад, выносится к северным окраинам моря, где включается в поток, идущий к западу. При разных синоптических ситуациях изменяется и движение вод. В одних случаях, преобладают выносные, а в других — нажимные течения, например, в районе пролива Лонга. Часть вод из Восточно-Сибирского моря через этот пролив выносится в Чукотское море. Постоянные течения часто нарушаются ветровыми, которые нередко бывают сильнее постоянных. Влияние приливных течений относительно невелико.

В Восточно-Сибирском море наблюдаются правильные полусуточные приливы. Их вызывает приливная волна, которая входит в море с севера и двигается к побережью материка. Фронт ее вытянут с северо-северо-запада на восток-юго-восток от Новосибирских островов к о. Врангеля.

Наиболее отчетливо приливы выражены на северо-западе и да севере, где приливная волна только входит в пределы моря. По мере движения на юг они ослабевают, так как океанская приливная волна в значительной степени гасится на мелководье, поэтому на участке от Индигирки до м. Шелагского приливные колебания уровня почти не заметны. Западнее и восточнее этого района величина прилива тоже мала (5—7 см). В устье Индигирки конфигурация берегов и рельеф дна способствуют увеличению приливов до 20—25 см. Значительно более развиты на побережье материка изменения уровня, вызванные метеорологическими причинами.

Годовой ход уровня моря характеризуется максимально высоким его положением в июне—июле, когда имеет место обильный приток речных вод. Сокращение материкового стока в августе ведет к понижению уровне на 50—70 см. В результате преобладания нагонных ветров осенью, в октябре происходит подъем уровня. Зимой уровень понижается и в марте—апреле достигает своего самого низкого положения.

В летний сезон очень ярко выражены сгонно-нагонные явления, при которых колебания уровня часто бывают 60—70 см. В устье Колымы и в проливе Дмитрия Лаптева они достигают максимальных для всего моря величин (2,5 м). Быстрая и резкая смена положений уровня — одна из характерных черт прибрежных районов моря.

На свободных ото льда пространствах моря развивается значительное волнение. Оно бывает наиболее сильным при штормовых северо-западных и юго-восточных ветрах, имеющих самые большие разгоны над поверхностью чистой воды. Максимальные высоты

волн достигают 5 м, обычно их высота 3—4 м. Сильное волнение наблюдается главным образом в конце лета — начале осени (сентябрь), когда кромка льда отступает к северу. Западная часть моря более бурная, чем восточная. Его центральные районы относительно спокойны.

Восточно-Сибирское море — самое ледовитое из морей Советской Арктики. С октября — ноября по июнь — июль оно полностью покрыто льдом (см. рис. 28). В это время преобладает принос льдов из Центрального Арктического бассейна в море, в отличие от других морей Арктики, где превалирует выносной дрейф льда. Характерная особенность льдов Восточно-Сибирского моря — значительное развитие припая зимой. При этом он наиболее широко распространяется в западной мелководной части моря и занимает узкую прибрежную полосу на востоке. На западе моря полоса припая достигает 400—500 км ширины, соединяясь с припаем моря Лаптевых, в центральных районах — 250—300 км и к востоку от м. Шелагского — 30—40 км. Граница припая приблизительно совпадает с изобатой 25 м, которая проходит в 50 км к северу от Новосибирских островов, затем поворачивает на юго-восток, приближаясь к побережью материка у м. Шелагского. К концу зимы толщина припая достигает 2 м. С запада на восток толщина припая уменьшается. За припаем располагаются дрейфующие льды. Обычно это однолетний и двухлетний лед толщиной 2—3 м. На самом севере моря встречается многолетний арктический лед. Преобладающие зимой ветры южных румбов часто относят дрейфующие льды от северной кромки припая. В результате этого появляются значительные пространства чистой воды и молодых льдов, образующие Новосибирскую на западе и Заврангелевскую на востоке стационарные заприпайные полыньи.

В начале лета после вскрытия и разрушения припая кромка льдов изменяет свое положение под действием ветров и течений. Однако льды всегда встречаются к северу от полосы о. Врангеля — Новосибирские острова. В западной части моря на месте обширного припая формируется Новосибирский ледяной массив. Он состоит преимущественно из однолетних льдов и к концу лета обычно разрушается. Подавляющая часть пространств на востоке моря занята отрогом Айонского океанического ледяного массива, который в значительной мере образует тяжелые многолетние льды. Его южная периферия в течение всего года почти примыкает к побережью материка, усложняя ледовую обстановку в море.

Гидрохимические условия. Характерные черты гидрохимических условий Восточно-Сибирского моря иллюстрируют содержание и распределение кислорода и фосфатов в нем. Осенью и зимой воды Восточно-Сибирского моря хорошо аэрированы. Относительное содержание кислорода со временем меняется незначительно: от 96 до 93% насыщения. Уменьшение содержания кислорода связано с расходом его на окисление органических веществ, что интенсивнее всего происходит у дна. Поэтому и кислородный минимум находится в придонном слое.

В эти же сезоны отмечается довольно высокое содержание (от 25 до 40 мкг/л) фосфатов в морской воде. Это объясняется слабым развитием фитопланктона под ледяным покровом. Весной и летом активный газообмен с атмосферой и интенсивный фотосинтез ведут к повышению относительного содержания кислорода в воде до 105—110% насыщения. Бурно развивающийся в особенности у кромки льдов фитопланктон активно потребляет фосфаты, из-за чего содержание их в воде понижается до 20 и даже до 10 мкг/л.

Хозяйственное использование. Труднодоступное Восточно-Сибирское море используется главным образом в транспортном отношении как часть Северного морского пути, по которой проходят транзитные перевозки и через порт Певек идут грузы снабжения в северные районы Восточной Сибири. Устьевое рыболовство и добыча морского зверя в прибрежных водах имеют значение только для местных жителей.

Проблемы исследования Восточно-Сибирского моря сходны с проблемами изучения других арктических морей. Однако здесь в большей степени уделяется внимание

изучению ледовитости моря, поведению Айонского ледяного массива (главное препятствие для мореплавания), колебаниям уровня моря и их прогнозам, течениям, дрейфу льдов и т. п. Важные задачи — оперативное обслуживание навигации, изыскание путей продления ее сроков, выбор наиболее рациональных судоходных трасс и другие научно-прикладные вопросы, с решением которых связано дальнейшее хозяйственное освоение моря.

## Чукотское море

Основные физико-географические черты. В цепочке советских арктических морей оно занимает крайнее восточное положение и частично ограничено сушей, а частично условными линиями (см. рис. 24). Его западная граница проходит от точки пересечения меридиана  $180^\circ$  с краем материковой отмели ( $76^\circ$  с. ш.,  $180^\circ$  в. д.) по меридиану  $180^\circ$  до о. Врангеля и далее вдоль восточной границы Восточно-Сибирского моря. Северная граница проходит от точки с координатами  $72^\circ$  с. ш.,  $156^\circ$  з. д. до м. Барроу на Аляске, далее по Материковому берегу до южного входного мыса бухты Шишмарева (п-ов Сьюард). Южная граница Чукотского моря проходит по северной границе Берингова пролива от южного входного мыса бухты Шишмарева до м. Уникан (Чукотский полуостров) и далее по материковому берегу до м. Якан. К Чукотскому морю относится пролив Лонга, западная граница которого проходит от м. Блоссом до м. Якан. Восточная граница пролива идет от м. Пиллар (о. Врангеля) до м. Шмидта.

В этих границах море занимает пространство между параллелями  $76^\circ$  и  $66^\circ$  с. ш. и меридианами  $180^\circ$  в. д. и  $156^\circ$  з. д. Его общий рисунок характеризуется некоторой вытянутостью к северо-западу. Чукотское море по своему географическому положению, свободной связи с Северным Ледовитым океаном относится к типу материковых окраинных морей. В названных границах Чукотское море занимает площадь 595 тыс. км<sup>2</sup>, его объем равен 42 тыс. км<sup>3</sup>, средняя глубина 71 м, наибольшая глубина 1256 м.

В Чукотском море немного островов, впадающие в него реки маловодны, береговая линия слабо изрезана. Эти черты отличают его от других окраинных полярных морей и придают сходство с Баренцевым морем.

По внешнему виду берега Чукотского моря почти на всем протяжении однообразны: они гористы. На восточном побережье о. Врангеля невысокие холмы круто обрываются к морю. Вдоль северного побережья азиатского и американского материков в пределах Чукотского моря тянутся невысокие горы, но они, как правило, удалены от уреза воды. Линию берега образуют песчаные косы, отделяющие от моря лагуны, за которыми виднеются горы. Такой пейзаж типичен для берегов Чукотского моря. На разных участках они относятся к разным геоморфологическим типам берегов (см. рис. 24).

Дно Чукотского моря ровное. Оно лишено резких углублений и возвышений. Однако активные тектонические движения далекого прошлого до некоторой степени расчленили его рельеф. Преобладают глубины 50 м, а максимальная не превышает 200 м. Изобаты 10 и 25 м подходят близко к материку и следуют очертаниям береговой линии. Понижение дна в центральной части моря и поднятия по краям делают его похожим на чашу. Вместе с общей мелководностью моря такая конфигурация дна определенным образом оказывается на гидрологических условиях.

Высокая географическая широта, связь с Центральным Арктическим бассейном на большом пространстве, расположение в районе, где сходятся материки Азии и Америки, а также сравнительная близость к Тихому океану определяют климат Чукотского моря. Под влиянием этих факторов он приобретает характерные черты полярного морского климата. Главные из них состоят в небольшом поступлении солнечного тепла к поверхности моря и малых годовых колебаниях температуры воздуха. Основные же климатические особенности Чукотского моря формируются в зависимости от времени года и по-своему проявляются в каждый сезон.

В осенне-зимнее время море испытывает влияние нескольких крупномасштабных барических систем. В начале сезона на него воздействуют отроги Сибирского и Полярного антициклонов и Алеутский циклон, поднявшийся к северу и соединившийся с идущей с запада от Исландского минимума полосой пониженного давления. Вследствие подобного распределения барических систем направление ветров над морем весьма неустойчиво. Ветры разных направлений имеют почти равную повторяемость. Скорость ветра в среднем равна 6—8 м/с. Температура воздуха осенью быстро понижается и в октябре на м. Шмидта и о. Врангеля уже достигает  $-8^{\circ}$ , с ноября она переходит к зимним величинам, а среди ветров начинают преобладать северо-западные. В феврале исчезает ложбина низкого давления. Отроги Сибирского и Северо-Американского максимумов над морем подходят близко друг к другу. Временами они сливаются и образуют «мост» высокого давления между материками. В связи с этим на севере моря преобладают ветры с севера и северо-востока, а на юге — северные и северо-западные. Во второй половине зимы над морем дуют преимущественно ветры южных румбов. Скорость ветра держится обычно около 5—6 м/с, уменьшаясь к концу зимы.

Температура воздуха самого холодного месяца (февраля) в среднем достигает в Уэлене  $-28^{\circ}$ , на о. Врангеля  $-25^{\circ}$  и на м. Шмидта  $-28^{\circ}$ . Такие различия ее величины связаны с отепляющим влиянием Тихого океана и охлаждающим воздействием азиатского материка. Для зимы характерна пасмурная холодная погода с порывистым ветром, которая иногда нарушается затоками теплого воздуха с Берингова моря.

В теплую часть года разрушаются и превращают существование Сибирский и Северо-Американский антициклоны, ослабевает и смещается Полярный максимум. Весной южнее Чукотского моря прослеживается полоса пониженного давления, идущая от Исландского минимума на восток и соединяющаяся с ложбиной слабо выраженного Алеутского минимума. Неустойчивые по направлению ветры к концу сезона приобретают преимущественно южное направление. Их скорость обычно не превышает 3—4 м/с. Весной обычно стоит облачная тихая, сухая и прохладная погода, температура воздуха в апреле равна в среднем  $-12^{\circ}$  в Уэлене и  $-17^{\circ}$  на о. Врангеля. Летом к Аляске приближается отрог Тихоокеанского максимума и над свободными ото льдов пространствами воды давление несколько повышено. В южной части моря преобладают ветры южного и юго-восточного направлений, а в его северных районах наблюдаются северные и северо-западные ветры. Их скорость обычно достигает 4—5 м/с.

Температура воздуха самого теплого месяца (июля) в среднем равна в Уэлене  $+6^{\circ}$ , на о. Врангеля  $+2,5^{\circ}$ , на м. Шмидта  $+3,5^{\circ}$ , но в отдельных закрытых пунктах материкового побережья она может достигать  $+10^{\circ}$  и даже  $+20^{\circ}$ . Летом удерживается пасмурная погода с дождем, который часто выпадает вместе со снегом. Лето очень короткое и уже в августе намечается его переход к следующему сезону.

Материковый сток в Чукотское море весьма мал. Сюда поступают всего  $72 \text{ км}^3$  речной воды в год, что составляет только около 5% от общего берегового стока во все арктические моря и доли процента от объема его вод. Из этого количества  $54 \text{ км}^3/\text{год}$  дают реки Аляски и  $18 \text{ км}^3/\text{год}$  приносят реки Чукотки. Столь небольшой береговой сток не влияет существенно на гидрологические условия Чукотского моря в целом, но сказывается на температуре и солености прибрежных вод.

В значительно большей мере на природу Чукотского моря воздействует водообмен с Центральным Полярным бассейном и поступление тихоокеанских вод. Открытое к северу это море широко и свободно сообщается с холодными водами Северного Ледовитого океана и ограничено связано с Беринговым морем. Однако через Берингов пролив в Чукотское море ежегодно приносится в среднем  $30\,000 \text{ км}^3$  тихоокеанской воды. Она в известной мере согревает море. Некоторое повышение температуры воды в придонных горизонтах на севере связано с проникновением сюда теплых атлантических вод.

Гидрологическая характеристика. Величины и распределение температуры воды в море определяют главным образом радиационный прогрев и осенне-зимнее выхолаживание водной поверхности.

Зимой и в начале весны температура в подледном слое воды распределяется довольно равномерно по пространству моря и равна  $-1,6$ — $1,8^{\circ}$ . В конце весны на поверхности чистой воды она повышается до  $-0,5$ — $0,7^{\circ}$  у кромки льдов и до  $+2$ — $3^{\circ}$  у Берингова пролива. Летний прогрев и приток тихоокеанских вод со среднемесячной температурой от  $0,2$  до  $4,0^{\circ}$  повышают поверхностную температуру Чукотского моря, но она неодинакова от места к месту (см. рис. 26, а). Температура воды в августе в прикромочной зоне равна  $-0,1$ — $0,3^{\circ}$  в западной части, у берега ее величины достигают примерно  $4^{\circ}$ , к востоку от меридиана  $168^{\circ}$  з. д., где проходит ось тихоокеанского потока, она равна  $7$ — $8^{\circ}$ , а в восточной части Берингова пролива может достигать  $14^{\circ}$ . В целом западная часть моря холоднее, чем восточная, где главным образом распространяются теплые тихоокеанские воды.

Вертикальное распределение температуры воды неодинаково от места к месту в разные сезоны. Зимой и в начале весны она повсюду примерно одинакова от поверхности до дна и равна  $-1,7$ — $1,8^{\circ}$ , только в районе Берингова пролива на горизонте 30 м отмечается ее повышение до  $-1,5^{\circ}$ . Дальнейший весенний прогрев повышает температуру на поверхности чистой воды, но на горизонтах 5—10 м она довольно резко, а глубже более плавно понижается ко дну. Летом на юге и востоке моря радиационный прогрев сочетается с адвекцией тепла, высокая температура воды распространяется на довольно глубокие горизонты, вплоть до дна. Поверхностная температура  $+6$ — $7^{\circ}$  наблюдается и на горизонтах 10—12 м, откуда она понижается с глубиной, сохраняя даже у дна значения  $+2,5$ — $2,0^{\circ}$ . В центральной части моря влияние берингоморских вод проявляется меньше, и это отражается на вертикальном ходе температуры. Поверхностное значение ее (около  $+5^{\circ}$ ) охватывает слой толщиной 5—7 м, затем она довольно интенсивно понижается до горизонта 30 м, где она переходит через  $0^{\circ}$ . В районе банки Геральда температура на поверхности несколько понижена тальми водами льдов. В слое от 10 до 15 м температура под влиянием теплых берингоморских вод вновь повышается, от 20 до 40 м температура воды понижается до отрицательных величин, которые сохраняются до дна. В северных пределах моря в области глубокого Чукотского желоба в верхних горизонтах порядка 20 м температура воды равна  $2$ — $3^{\circ}$ , затем идет понижение ее до  $-1,6^{\circ}$  на горизонте 100 м, ниже его она слегка повышается до нулевых значений в придонном слое. Это вызвано проникновением сюда теплых атлантических вод из Центрального Арктического бассейна, хотя они выражены здесь слабее, чем в других арктических морях. Осенью охлаждение воды распространяется от поверхности вглубь, выравнивая температуру по вертикали.

На величину и пространственно-временное распределение солёности на поверхности Чукотского моря влияют неодинаковый по сезонам приток тихоокеанских, а в прибрежной зоне и речных вод. Для зимы и начала весны характерна повышенная солёность подледного слоя, равная примерно 31‰ на западе, близкая к 32‰ в центральной и северо-восточной частях и наиболее высокая (33,0—33,5‰) в районе Берингова пролива, куда распространяются относительно солёные тихоокеанские воды. С конца весны и в течение лета, когда интенсивно тают льды, усиливается приток вод через Берингов пролив и увеличивается материковый сток, картина распределения солёности на поверхности моря становится довольно пестрой (см. рис. 26, б). В общем она увеличивается с запада на восток примерно от 28 до 30—32‰, что отражает взаимодействие вод холодного Чукотского и теплого Тихоокеанского течений. У кромки льдов в результате их таяния она уменьшается до 24‰, а вблизи устьев крупных рек ее значения равны 3—5‰. В районе Берингова пролива солёность продолжает оставаться наибольшей (32,5‰). Осенью с началом льдообразования начинается повсеместное увеличение солёности и ее более равномерное распределение на поверхности моря.

От поверхности ко дну соленость увеличивается. Однако изменение ее по вертикали происходит по-разному во времени и в пространстве. Зимой и в начале весны она, как правило, очень мало изменяется по всей толще воды почти во всем море. Лишь к северо-западу от Берингова пролива, но в сфере влияния тихоокеанских вод заметно довольно значительное увеличение солености между горизонтами 20 и 30 м, где она повышается от 31,5 до 32,5‰. По мере удаления от зоны воздействия этих вод повышение солености с глубиной не так велико и совершается более плавно. В результате весеннего таяния льда вблизи его кромки она резко повышается в слое от 5 до 10—15 м от 30 до 31—32‰. Ниже увеличение ее идет весьма медленно и у дна она приближается к 33‰. Подобный ход солености по вертикали наблюдается и в прибрежной полосе моря с той лишь разницей, что поверхностный слой опреснен гораздо сильнее, но он подстилается водами с соленостью 30—31‰.

Летом интенсивное поступление тихоокеанских вод ликвидирует опреснение поверхностного слоя моря, вызванное таянием льдов, в Беринговом проливе и в прилежащем к нему районе Чукотского моря. По всей глубине пролива устанавливается соленость порядка 31,7—32,0‰. В свободной ото льдов центральной части моря, где ощущается влияние берингоморских вод, соленость довольно плавно увеличивается от 32‰ на поверхности до 33‰ у дна. В районе дрейфующих льдов и вдоль Чукотского побережья распределение солености по вертикали характеризуется пониженными ее значениями в поверхностном слое толщиной 5—10 м, затем резким увеличением (до 31,0—31,5‰) в слое от 10—15 до 20 м и дальнейшим плавным повышением ко дну, где соленость достигает 33,0—33,5‰. В конце лета повышение солености на поверхности моря начинает выравнивать ее по вертикали.

Осенью этот процесс продолжает развиваться за счет осолонения при льдообразовании, которое вследствие местных условий происходит неодинаково по всей акватории моря. Соответственно в одних районах выравнивание солености завершается осенью, а у других — только к концу зимы. В соответствии с распределением и сезонными изменениями солености и температуры распределяется и меняется от сезона к сезону плотность воды. При этом определяющее влияние на ее величину оказывает соленость.

В осенне-зимнее время, когда соленость повышена и вода сильно охлаждена, ее плотность характеризуется значительными величинами. Подобно распределению солености, высокая плотность на поверхности моря отмечается в южной и восточной его частях, а к северо-западу плотность несколько уменьшается. В теплую половину года поверхностные воды опресняются, прогреваются и их плотность уменьшается. В связи с интенсивным поступлением относительно соленой воды из Берингова моря более плотные воды и в это время года располагаются в южной и восточной частях моря. На севере и западе плотность на поверхности понижена, потому что верхний слой моря опреснен таянием льдов, притоком вод низкой солености из Восточно-Сибирского моря и речным стоком.

Плотность увеличивается от поверхности ко дну. Зимой увеличение происходит довольно равномерно и в небольших пределах по всей глубине. Весной и летом у кромки льдов и в прибрежной полосе верхний слой воды толщиной 10—20 м резко отличается по плотности от подстилающего слоя, ниже которого плотность равномерно увеличивается ко дну. В центральной части моря плотность более плавно изменяется по вертикали. Осенью вследствие охлаждения поверхности моря плотность начинает увеличиваться.

Изменчивые во времени и в пространстве ветры, неодинаковое от места к месту вертикальное распределение плотности во многом определяют условия и возможности развития перемешивания в море. В весенне-летнее время на свободных ото льдов пространствах моря воды заметно расслоены по плотности и относительно слабые ветры перемешивают лишь самые верхние слои до горизонтов 5—7 м. Такая же глубина ветрового перемешивания в это время свойственна приустьевым районам. Осенью

вертикальная стратификация вод ослабляется, а ветры усиливаются, поэтому ветровое перемешивание проникает до горизонтов 10—15 м, глубже его распространению препятствуют значительные вертикальные градиенты плотности. Это особенно заметно проявляется в западной и менее выражено в восточной части моря. Устойчивую структуру вод начинает разрушать осеннее конвективно-ветровое перемешивание, которое проникает лишь на 3—5 м ниже ветрового перемешивания. Сравнительно немного (около 5 м) увеличивает толщину верхнего однородного слоя осенняя термическая конвекция. Только к концу зимы на глубинах 40—50 м, которые занимают около 90% площади Чукотского моря, зимняя вертикальная циркуляция распространяется до дна. На более значительных глубинах вентиляция нижних слоев происходит при сползании вод вниз по склонам дна.

Гидрологическая структура Чукотского моря в основном сходна со строением вод других сибирских арктических морей, но она имеет и свои особенности. В западных и центральных районах моря преимущественно распространены поверхностные арктические воды со свойственными им океанологическими характеристиками. В узкой прибрежной зоне, главным образом на участках впадения крупных рек, заметно выражена теплая опресненная вода, образованная от смешения морских и речных вод. На северной окраине моря материковый склон прорезает глубокий Чукотский желоб, по которому на горизонтах 400—450 м распространяются глубинные атлантические воды, имеющие максимальную температуру 0,7—0,8°. Эти воды попадают в Чукотское море через 5 лет после их входа в Арктический бассейн в районе Шпицбергена. Между поверхностными и атлантическими водами залегает промежуточный слой с присущими ему величинами температуры и солености.

Восточную часть моря занимают относительно теплые и соленые тихоокеанские воды. Они втекают в море через Берингов пролив и обычно продвигаются в виде Аляскинской ветви к северу и востоку, но в отдельные годы значительное развитие получает Лонговская ветвь теплого течения, которое через пролив Лонга проникает в Восточно-Сибирское море. По мере продвижения в Чукотском море тихоокеанские воды смешиваются с местными, охлаждаются и погружаются в подповерхностные слои. В восточной части моря с глубинами до 40—50 м они распространяются от поверхности до дна. В более глубоких северных районах моря тихоокеанские воды образуют прослойку с ядром, расположенным на горизонтах 40—50—100 м, под которыми располагается глубинная вода. В поверхностных арктических и тихоокеанских водах формируются и разрушаются сезонные слои, связанные с внутригодовой изменчивостью вертикального распределения океанологических характеристик.

Таким образом, гидрологическую структуру Чукотского моря образуют такие же типы вод, как и в других арктических морях, но, кроме того, в ней большое место занимают теплые и соленые тихоокеанские воды, что накладывает заметный отпечаток на природные условия этого моря.

Общая циркуляция вод Чукотского моря помимо основных факторов, свойственных сибирским арктическим морям, в значительной мере определяется водами, втекающими через проливы Беринга и Лонга (см. рис. 27). Поверхностные течения моря в целом образуют слабо выраженный циклонический кругооборот. Выходя из Берингова пролива, тихоокеанские воды распространяются веерообразно. Их основной поток направлен почти на север. На широтах залива Коцебу к ним присоединяются опресненные материковым стоком воды, выносимые из этого залива. Двигаясь дальше на север, воды Берингоморского течения возле м. Хоп разделяются на два потока. Один из них продолжает двигаться к северу и за м. Лисберн поворачивает на северо-восток к м. Барроу. Второй от м. Хоп отклоняется на северо-запад. Встревая на пути препятствие (о. Геральд), этот поток разбивается на две ветви. Одна из них (Лонговская ветвь) идет на запад к южным берегам о. Врангеля, где сливается с течением, огибающим этот остров с восточной стороны. Другая (Геральдовская ветвь), продолжая распространяться в северо-

западном направлении, через ложбину Геральд проникает до 73—74° с. ш. Здесь она встречается с местными холодными водами и поворачивает на восток. Второй поток вод, вносимых в Чукотское море, из пролива Лонга течет вдоль материкового побережья на юго-восток. При достаточно сильном развитии Чукотского течения оно заходит в Берингов пролив и распространяется вблизи его западного берега. При слабом развитии этого течения воды Берингоморского потока отжимают его к северо-востоку.

В результате встречи Берингоморского и Чукотского течений в южной и средней частях моря образуется несколько круговоротов циклонического типа. Центр одного из таких круговоротов находится у м. Дежнева, а другого лежит на пересечении меридиана м. Сердце-Камень и параллели 68° с. ш. В большинстве случаев скорость постоянных течений в море бывает от 30 до 50 см/с, но в Беринговом проливе при попутных ветрах она достигает 150 см/с. Наибольшее развитие постоянные течения получают летом, зимой они ослабевают. В это время года заметно проявляются кратковременные ветровые течения. Приливные течения имеют скорость 10, 15 и 20 см/с. В некоторых местах (бухта Роджерса) скорость течений увеличивается до 70—80 см/с. Направление течений меняется в общем по часовой стрелке.

Приливы в Чукотском море возбуждаются тремя приливными волнами. Одна приходит с севера из Центрального Арктического бассейна, другая проникает с запада через пролив Лонга и третья вступает с юга через Берингов пролив. Линия встречи их проходит примерно от м. Сердце-Камень к м. Хоп. Встречаясь, эти волны интерферируют, что усложняет приливные явления в Чукотском море. По своему характеру приливы здесь полусуточные, но отличаются большим разнообразием скоростей течений и высот подъема уровня в разных районах моря.

Величина прилива незначительна по всему побережью Чукотки. В некоторых пунктах это всего 10—15 см. На о. Врангеля приливы значительно больше. В упомянутой бухте Роджерса уровень в полную воду поднимается над уровнем малой воды на 150 см, так как сюда приходит суммарная волна, образующаяся от сложения волн, поступающих с севера и запада. Такая же величина прилива наблюдается и в вершине залива Коцебу, но здесь большие приливы объясняются конфигурацией берегов и рельефом дна залива.

Сгонно-нагонные колебания уровня в Чукотском море относительно невелики. В отдельных пунктах Чукотского полуострова они достигают 60 см. На берегах о. Врангеля сгонно-нагонные явления затушевываются приливными колебаниями уровня.

В Чукотском море сравнительно редко возникает сильное волнение. Наиболее бурным оно бывает осенью, когда штормовые ветры вызывают волнение 5—7 баллов. Однако вследствие небольших глубин и ограниченности свободных от льда пространств воды здесь не развиваются очень крупные волны. Лишь на обширных, свободных от льда пространствах юго-восточной части моря при сильных ветрах высота волн может достигать 4—5 м и большой крутизны. В единичных случаях волны имеют высоты 7 м.

Льды в Чукотском море существуют круглый год. Зимой с ноября — декабря по май — июнь море сплошь покрыто льдом неподвижным у самого берега и плавучим вдали от него. По сравнению с морями Лаптевых и Восточно-Сибирским припаем здесь развит незначительно. Он окаймляет узкую прибрежную полосу и врезанные в берег бухты и заливы. Ширина его в разных местах различна, но не превышает 10—20 км. За припаем располагаются дрейфующие льды. В большинстве своем это одно- и двухлетние ледовые образования толщиной 150—180 см. На севере моря встречаются многолетние тяжелые льды. При затяжных ветрах, отжимающих дрейфующий лед от материкового побережья Аляски, между ним и припаем образуется стационарная Аляскинская полынья. Одновременно в западной части моря формируется Врангелевский ледяной массив. Вдоль побережья Чукотки за припаем иногда открывается узкая, но очень протяженная (до многих сотен километров) Чукотская заприпайная прогалина.

Летом кромка льда отступает на север (см. рис. 28). В море образуются Чукотский и Врангелевский ледяные массивы. Первый из них состоит из тяжелых льдов. Минимальное

количество льда в море обычно бывает со второй половины августа до первой половины октября. В отдельные годы лед скапливается в проливе Лонга и в виде языка тянется вдоль Чукотского берега. В такие годы плавание судов здесь крайне затруднительно. В другие годы льды напротив отступают далеко от берегов Чукотского полуострова, что весьма благоприятно для навигации. В конце сентября начинается образование молодого льда, который с течением времени продолжает нарастать и к зиме покрывает все море.

Гидрохимические условия. Широкая связь с Центральным Арктическим бассейном, небольшой речной сток и поступление тихоокеанских вод определяют гидрохимические условия Чукотского моря, для которых характерны океанические черты и почти не заметно влияние материковых вод. Содержание кислорода и питательных солей в воде неодинаково по площади и по горизонтам моря, а также меняется от сезона к сезону. Поздней осенью и зимой, когда ледяной покров изолирует море от атмосферы, количество кислорода невелико в верхних слоях и ничтожно мало у дна. Весной и в особенности летом свободное ото льда пространство моря обогащается кислородом. Высокое относительное содержание его (112—130%) наблюдается в верхних слоях, которые на юге охватывают горизонты 0—30 м, на севере 0—10, а среди льдов только 0—5 м. Таким образом, богатый кислородом слой выклинивается с юга на север. Под ним количество растворенного кислорода уменьшается, понижается относительное содержание этого газа и в прибрежной зоне моря, где он расходуется на окисление органических веществ, приносимых материковым стоком.

Количество растворенных в воде питательных солей, в частности фосфатов, значительно больше зимой, чем летом, когда они интенсивно потребляются планктоном. По той же причине их меньше в поверхностных горизонтах по сравнению с глубинными. В северных районах моря содержание фосфатов у поверхности 40 мг/м<sup>3</sup>, а у дна 70—80 мг/м<sup>3</sup>. В южной части моря количество их уменьшается до 6 мкг/л на поверхности и до 50 мкг/л у дна.

Хозяйственное использование. Хозяйство Чукотского моря целиком определяют транспортные перевозки по Северному морскому пути. Как и в других арктических морях, здесь преобладает транзитный грузообмен, хотя заметны и перевозки предметов снабжения через Певек и вывоз отсюда некоторых грузов. Прибрежное рыболовство и промысел морского зверя имеют местное значение.

За последнее десятилетие проведены значительные исследования Чукотского моря в целом. Накоплен большой фактический материал по его американскому сектору. Это дало возможность расширять представление о природе всего Чукотского моря. Вместе с тем существует еще немало разнообразных проблем для его дальнейшего изучения. Они сходны с проблемами исследования других арктических морей СССР, но имеются и важные вопросы, специфические для Чукотского моря, например уточнение количественных характеристик поступления тихоокеанских вод и их роль в формировании гидрологических и ледовых условий в море, изучение Чукотского холодного течения, заприпайной полыньи и прогалины в море и т. п. Решение этих и других проблем имеет важное научное и прикладное значение.

## Дальневосточные моря

Четвертая часть побережья нашей страны выходит к Тихому океану и его краевым морям — Берингову, Охотскому и Японскому, объединяемым в группу Дальневосточных морей СССР. Это самые большие и глубокие моря Советского Союза. Их суммарная площадь почти в два раза, а общий объем в семь раз превышают соответствующие характеристики вместе взятых морей от Аральского до Баренцева включительно.

Берингово, Охотское и Японское моря протянуты с северо-востока на юго-запад почти на 5000 км. С запада их ограничивает материковое побережье Азии, а с востока — дуги

Алеутских, Курильских и Японских островов. Таким образом, географически эти моря занимают рубежное положение между крупнейшим материком и самым большим океаном нашей планеты.

Геоморфологически рассматриваемые моря лежат в переходной зоне на северо-западной окраине Тихого океана. В связи с этим их котловины, располагающиеся обычно между подводными частями материка и упомянутых островных дуг, характеризуются четко выраженным материковым склоном и довольно крутым противоположным бортом, образованным скрытыми под водой участками островов. Этим котловинам свойственны большие глубины, местами ровное, местами волнистое дно, в разных районах которого встречаются значительные поднятия в виде горных хребтов и отдельных возвышенностей. Для рельефа дна дальневосточных морей, исключая Берингово, характерно слабое развитие шельфа и значительные пространства, занятые большими глубинами.

Геологическое строение земной коры под котловинами этих морей отличается отсутствием гранитного слоя, который отмечается лишь под крупными подводными поднятиями, и высокой степенью сейсмичности. Здесь находятся эпицентры подводных землетрясений и зоны современного вулканизма.

Главная черта климата дальневосточных морей — его муссонный характер, что находит отражение не только в соответствующей сезонной смене ветров, но и проявляется в особенностях погоды. Вследствие очень большой протяженности морей в общем с севера на юг степень «муссонности» климата неодинакова в каждом из них. Наиболее ярко она выражена в Японском, менее заметна в северной части Охотского и наблюдается в южных районах Берингова морей. Вместе с тем северная часть Берингова моря климатически близка к суровой Арктике, а югу Японского моря свойственны показатели теплого морского климата умеренных широт. Хорошо заметны и различия между западными сравнительно холодными и восточными относительно теплыми районами дальневосточных морей. Они обусловлены соответственно влиянием материка Азии и Тихого океана.

Отличительная природная черта рассматриваемых морей — небольшой материковый сток в них. При столь большом объеме вод этих морей береговой сток не оказывает на них существенное влияние. Воздействие речных вод ощущается в прибрежной зоне, вблизи устьевых областей крупных рек, где наблюдается некоторое опреснение поверхностного слоя весной и летом. Водообмен через многочисленные проливы, главным образом с определенными районами Тихого океана и соседними бассейнами — один из важнейших факторов формирования природных условий всех трех дальневосточных морей. Однако эти проливы далеко не одинаковы. Берингово и Охотское море свободно сообщаются с океаном через многие глубокие (более 1000—2000 м) проливы, тогда как Японское море соединяют с океаном лишь несколько мелких (до 150 м) проливов. В связи с этим водообмен Берингова и Охотского морей осуществляется до больших глубин, а Японского — ограничен верхними слоями, что накладывает заметный отпечаток на гидрологические, гидрохимические и биологические условия каждого из морей, создает их специфику. Она проявляется в величинах и распределения океанологических характеристик и гидрохимических элементов в море, структуре его вод, формировании и размещении водных масс, горизонтальной и вертикальной циркуляции вод и т. д. Все вместе создает определенный облик моря.

В дальневосточных морях четко выражены приливы, создаваемые главным образом тихоокеанской приливной волной, входящей в них через проливы. В зависимости от очертаний берегов и характера прибрежного рельефа в каждом море приливные колебания уровня достигают различных величин. В частности, в Пенжинском заливе Охотского моря наблюдаются самые большие на советских морях приливы, в Беринговом и Японском морях приливы не так велики, как в Охотском.

В морях советского Дальнего Востока ежегодно образуются льды. Однако большая меридиональная протяженность морей делает существенно различными ледовые условия

в каждом из них. Эти различия усиливаются влиянием местных факторов. Наиболее ледовиты западные районы Охотского моря, где сильное охлаждение происходит под влиянием азиатского материка. Даже в северной части Берингова моря, расположенной в более высоких широтах, чем эти районы Охотского моря, ледовые условия не столь тяжелые. В целом же во всех рассматриваемых морях распространены только однолетние льды. В каждом море они имеют местное происхождение.

Хорошая связь Берингова и Охотского морей с океаном обуславливает большое сходство гидрохимических показателей этих морей и прилегающей части Тихого океана. Это проявляется в вертикальном распределении кислорода и биогенных веществ. Японское море, в значительной степени обособленное от океана, в этом отношении отличается от него. Для глубинных вод этого моря характерно высокое насыщение кислородом, что не отмечается в соседних районах Тихого океана и служит особенностью Японского моря.

Географическое положение дальневосточных морей, особенности их природы определяют главные направления хозяйственной деятельности на этих морях. Здесь высоко развиты две отрасли производства: морское рыбное хозяйство, включающее добычу и переработку рыбы и различных нерыбных объектов, и морской транспорт, связывающий между собой порты нашей страны и обслуживающий международные сообщения. Своеобразие каждого моря и особенности протекающих в нем процессов рассматриваются в Беринговом, Охотском и Японском морях по отдельности.

## Берингово море

Основные физико-географические черты. Берингово море — самое северное из наших Дальневосточных морей. Оно как бы вклинено между двумя огромными материками Азии и Америки и отделено от Тихого океана островами Командорско-Алеутской дуги. Оно имеет преимущественно естественные границы, но местами его пределы очерчиваются условными линиями. Северная граница моря совпадает с южной границей Берингова пролива и проходит по линии м. Новосильского (Чукотский полуостров) — м. Йорк (полуостров Сьюард), восточная — по побережью американского материка, южная — от м. Хабучь (Аляска) через Алеутские острова до м. Камчатского, при этом западная — по побережью азиатского материка. В этих границах Берингово море занимает пространство между параллелями  $66^{\circ}30'$  и  $51^{\circ}22'$  с. ш. и меридианами  $162^{\circ}20'$  в. д. и  $157^{\circ}$  з. д. Его общий рисунок характеризуется сужением контура с юга на север (рис. 34).

Берингово море — самое большое и глубокое среди морей СССР и одно из самых больших и глубоких на Земле. Его площадь равна 2315 тыс. км<sup>2</sup>, объем 3796 тыс. км<sup>3</sup>, средняя глубина 1640 м, наибольшая 4151 м. При столь больших средней и максимальной глубинах площадь с глубинами менее 500 м занимает около половины всех пространств Берингова моря, поэтому оно относится к окраинным морям смешанного материково-океанического типа.

На огромных пространствах Берингова моря немного островов. Не считая его рубежной Алеутской островной дуги и Командорских островов, в самом море находятся крупные острова Карагинский на западе и несколько больших островов (Св. Лаврентия, Св. Матвея, Нельсон, Нунивак, Св. Павла, Св. Георгия) на востоке.

Береговая линия Берингова моря сложна и весьма изрезана. Она образует множество заливов, бухт, бухточек, полуостровов, мысов и проливов. Для природы этого моря особенно важны проливы, соединяющие его с Тихим океаном. Суммарная площадь их поперечного сечения равна примерно 730 км<sup>2</sup>, а глубины в некоторых из них достигают 1000—2000 м, а в Камчатском — 4000—4500 м, что обуславливает водообмен через них не только в поверхностных, но и в глубинных горизонтах и определяет существенное влияние Тихого океана на это море. Площадь поперечного сечения Берингова пролива

равна 3,4 км<sup>2</sup>, а глубина всего 42 м, поэтому воды Чукотского моря практически не воздействуют на Берингово море.

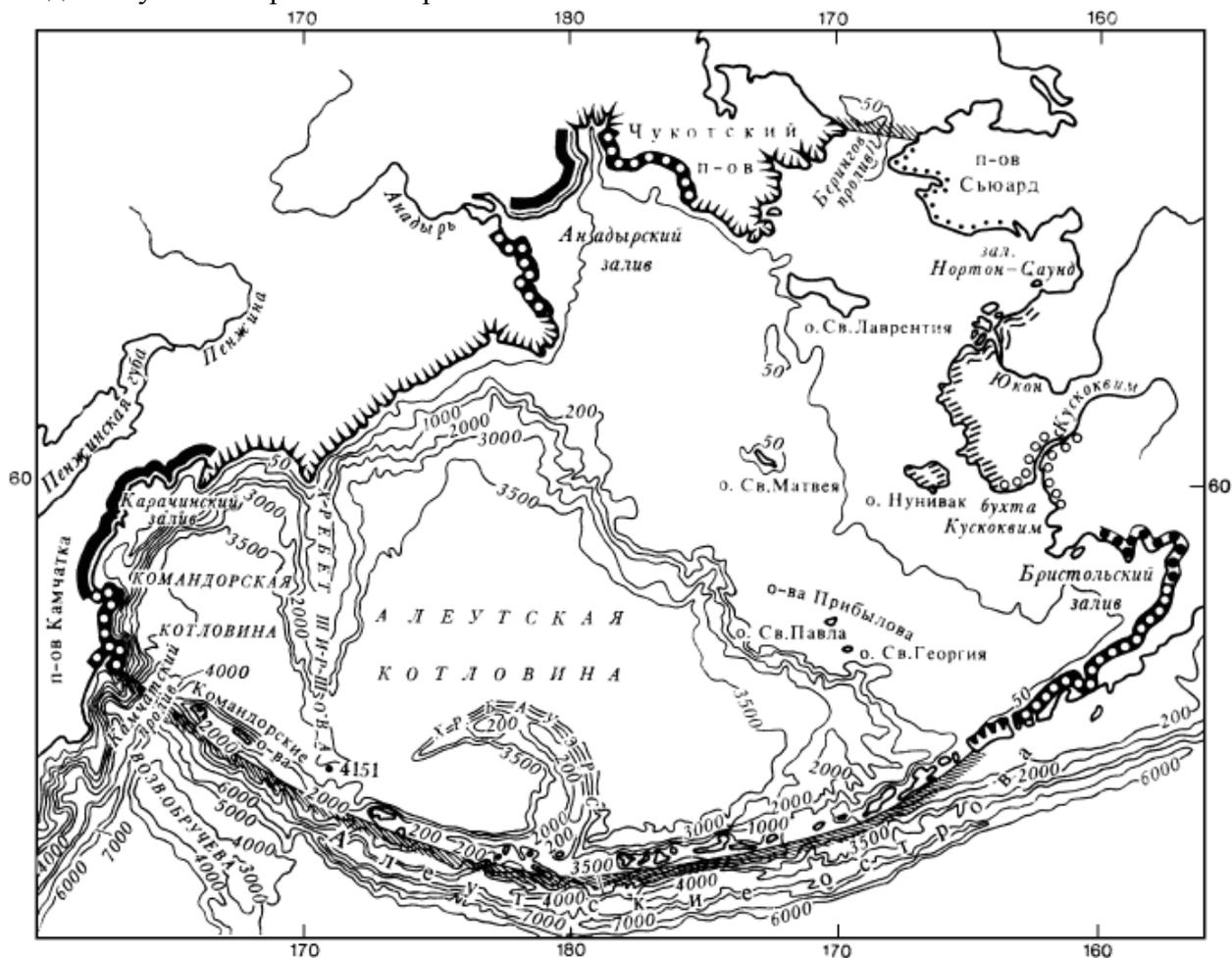


Рис. 34. Типы берегов и рельеф дна Берингова моря. Усл. обозначения см. рис. 1

Неодинаковое по внешним формам и строению побережье Берингова моря на разных участках относится к различным геоморфологическим типам берегов. Из рис. 34 видно, что в основном они принадлежат к типу абразионных берегов, но встречаются и аккумулятивные. Море окружают преимущественно высокие и обрывистые берега, только в средней части западного и восточного побережий к морю подходят широкие полосы плоской низменной тундры. Более узкие полосы низменного побережья находятся вблизи устьев небольших рек в виде дельтовой наносной равнины или же окаймляют вершины бухт и заливов.

В рельефе дна Берингова моря четко выделяются основные морфологические зоны: шельф и островные отмели, материковый склон и глубоководная котловина. Рельеф каждой из них имеет свои характерные черты. Шельфовая зона с глубинами до 200 м в основном расположена в северной и восточной частях моря, занимая более 40% его площади. Здесь она примыкает к геологически древним районам Чукотки и Аляски. Дно в этом районе моря представляет собой обширную, очень пологую подводную равнину шириной порядка 600—1000 км, в пределах которой находится несколько островов, ложбин и небольших повышений дна. Материковая отмель у берегов Камчатки и островов Командорско-Алеутской гряды выглядит иначе. Здесь она узкая и ее рельеф весьма сложен. Она окаймляет берега геологически молодых и очень подвижных участков суши, в пределах которых обычны интенсивные и частые проявления вулканизма и сейсмичности. Материковый склон протягивается с северо-запада на юго-восток примерно по линии от м. Наварин к о. Унимак. Вместе с зоной островного склона он

занимает примерно 13% площади моря, имеет глубины от 200 до 3000 м и характеризуется большим удалением от берега и сложным рельефом дна. Углы наклона велики и часто меняются от 1—3 до нескольких десятков градусов. Зона материкового склона расчленена подводными долинами, многие из которых — типичные подводные каньоны, глубоко врезаемые в дно моря и имеющие крутые и даже обрывистые склоны. Некоторые каньоны, особенно вблизи островов Прибылова, отличаются сложным строением.

Глубоководная зона (3000—4000 м) расположена в юго-западной и центральной частях моря и окаймлена относительно узкой полосой прибрежных отмелей. Ее площадь превышает 40% площади моря: Рельеф дна очень спокойный. Для него характерно почти полное отсутствие изолированных впадин. Несколько имеющихся впадин очень мало отличаются от глубины ложа, их склоны очень пологи, т. е. изоляция этих депрессий дна выражена слабо. На дне ложа отсутствуют хребты, перегораживающие море от берега до берега. Хребет Ширшова хотя и приближается к такому типу, но имеет сравнительно небольшую глубину на гребне (преимущественно 500—600 м с седловиной 2500 м) и подходит к цоколю островной дуги не вплотную: ограничивается перед узким, но глубоким (около 3500 м) желобом Ратманова. Наибольшие глубины Берингова моря (более 4000 м) находятся в Камчатском проливе и вблизи Алеутских островов, но они занимают незначительную площадь. Таким образом, рельеф дна обуславливает возможность водообмена между отдельными частями моря: без всяких ограничений в пределах глубин 2000—2500 м, с некоторым ограничением, определяемым сечением желоба Ратманова, до глубин 3500 м и с еще большим ограничением на более значительных глубинах. Однако слабая изоляция впадин не позволяет формироваться в них водам, существенно отличающимся по своим свойствам от основной массы.

Географическое положение и большие пространства определяют основные черты климата Берингова моря. Оно почти полностью находится в субарктической климатической зоне, и только его крайняя северная часть (севернее 64° с. ш.) относится к арктической зоне, а самая южная часть (южнее 55° с. ш.) — к зоне умеренных широт. В соответствии с этим имеют место определенные климатические различия между разными районами моря. К северу от 55—56° с. ш. в климате моря, особенно его прибрежных районов, заметно выражены черты континентальности, но на удаленных от берегов пространствах они проявляются значительно слабее. Южнее этих (55—56° с. ш.) параллелей климат мягкий, типично морской. Для него характерны небольшая суточная и годовая амплитуды температуры воздуха, большая облачность и значительное количество осадков. По мере приближения к берегу влияние океана на климат уменьшается. Вследствие более сильного выхолаживания и менее значительного прогрева прилегающей к морю части азиатского материка, чем американского, западные районы моря холоднее восточных. На протяжении года Берингово море находится под воздействием постоянных центров действия атмосферы — Полярного и Гонолульского максимумов, положение и интенсивность которых непостоянны от сезона к сезону и соответственно изменяется степень их влияния на море. Кроме того, оно испытывает воздействие и сезонных крупномасштабных барических образований: Алеутского минимума, Сибирского максимума, Азиатской и Нижнеамериканской депрессий. Их сложное взаимодействие обуславливает определенные сезонные особенности атмосферных процессов.

В холодное время года, особенно зимой, море испытывает влияние главным образом Алеутского минимума, а также Полярного максимума и Якутского отрога Сибирского антициклона. Иногда ощущается воздействие Гонолульского максимума, который в это время года занимает крайнее юго-восточное положение. Такая синоптическая обстановка приводит к большому разнообразию ветров над морем. В это время здесь с большей или меньшей повторяемостью наблюдаются ветры почти всех направлений. Однако преобладают северо-западные, северные и северо-восточные ветры. Их суммарная повторяемость равна 50—70%. Только в восточной части моря южнее 50° с. ш. довольно

часто (30—50% случаев) наблюдаются южные и юго-западные ветры, а местами и юго-восточные. Скорость ветров в прибрежной зоне в среднем 6—8 м/с, а в открытых районах она изменяется от 6 до 12 м/с, причем увеличивается с севера на юг.

Ветры северных, западных и восточных румбов несут с Северного Ледовитого океана холодный морской арктический воздух, а с азиатского и американского материков холодный и сухой континентальный полярный и континентальный арктический воздух. С ветрами южных направлений сюда приходит морокой полярный, а временами и морской тропический воздух. Над морем преимущественно взаимодействуют массы континентального арктического и морского полярного воздуха, на стыке которых образуется арктический фронт. Он расположен несколько севернее Алеутской дуги и протягивается в общем с юго-запада на северо-восток. На фронтальном разделе этих воздушных масс образуются циклоны, перемещающиеся примерно с юго-запада на северо-восток. Передвижение этих циклонов способствует усилению северных ветров на западе и ослаблению их или даже перемене на южные да востоке моря.

Большие градиенты давления, обусловленные Якутским отрогом Сибирского антициклона и Алеутским минимумом, вызывают очень сильные ветры в западной части моря. Во время штормов скорость ветра нередко достигает 30—40 м/с. Обычно штормы продолжаются около суток, но иногда они с некоторым ослаблением длятся 7—9 сут. Число дней со штормами в холодное время года равно 5—10, местами до 15—20 в месяц.

Температура воздуха зимой понижается с юга на север. Ее среднемесячные величины для самых холодных месяцев (января и февраля) равны +1 —4° в юго-западной и южной частях моря и —15—20° в его северных и северо-восточных районах, причем в открытом море температура воздуха выше, чем в прибрежной зоне, где она (у берегов Аляски) может достигать —40—48°. На открытых пространствах температура ниже —24° не наблюдается.

В теплое время года происходит перестройка барических систем. Начиная с весны уменьшается интенсивность Алеутского минимума, летом он выражен очень слабо. Исчезает Якутский отрог Сибирского антициклона, Полярный максимум смещается к северу, а Гонолульский максимум занимает свое крайнее северо-западное положение. В результате сложившейся синоптической обстановки в теплые сезоны преобладают юго-западные, южные и юго-восточные ветры, повторяемость которых равна 30—60%. Их скорость в западной части открытого моря — 4—5 м/с, а в его восточных районах — 4—7 м/с. В прибрежной зоне скорость ветра меньше. Снижение скорости ветра по сравнению с зимними значениями объясняется уменьшением градиентов атмосферного давления над морем. Летом арктический фронт располагается несколько южнее Алеутских островов. Здесь зарождаются циклоны, с прохождением которых связано значительное усиление ветров. В летнее время повторяемость штормов и скорости ветра меньше, чем зимой. Только в южной части моря, куда проникают тропические циклоны (местное название тайфуны), они вызывают сильнейшие штормы с ветрами ураганной силы. Тайфуны в Беринговом море наиболее вероятны с июня по октябрь, наблюдаются обычно не более одного раза в месяц и продолжаются несколько дней.

Температура воздуха летом в общем понижается с юга на север и несколько выше в восточной части моря, чем в западной. Среднемесячные величины температуры воздуха самых теплых месяцев (июля и августа) в пределах моря изменяются примерно от 4 до 13°, причем у берегов они выше, чем в открытом море. Относительно мягкая на юге и холодная на севере зима и повсюду прохладное, пасмурное лето — основные сезонные особенности погоды на пространствах Берингова моря.

При громадном объеме вод Берингова моря материковый сток в него невелик и равен примерно 400 км<sup>3</sup> в год. Подавляющее большинство речной воды попадает в его самую северную часть, куда впадают наиболее крупные реки: Юкон (176 км<sup>3</sup>), Кускоквим (50 км<sup>3</sup>) и Анадырь (41 км<sup>3</sup>). Около 85% общегодового стока приходится на летние месяцы.

Влияние речных вод на морские ощущается в основном в прибрежной зоне на северной окраине моря в летнее время.

Географическое положение, огромные пространства, относительно хорошая связь с Тихим океаном через проливы Алеутской гряды на юге и крайне ограниченное сообщение с Северным Ледовитым океаном через Берингов пролив на севере служат определяющими факторами формирования гидрологических условий Берингова моря. Составляющие его теплового бюджета зависят главным образом от климатических показателей и в значительно меньшей степени от прихода-расхода тепла течениями. В связи с этим неодинаковые климатические условия в северной и южной частях моря влекут за собой различия в тепловом балансе каждой из них, что соответственно сказывается на температуре воды в море.

Для его водного баланса решающее значение имеет водообмен через Алеутские проливы, через которые поступают очень большие количества поверхностных и глубинных тихоокеанских вод и вытекают воды из Берингова моря. Осадки (примерно 0,1% от объема моря) и речной сток (около 0,02%) невелики по отношению к огромной площади моря, поэтому они существенно менее значимы в приходе-расходе влаги, чем водообмен через Алеутские проливы.

Однако водообмен через эти проливы изучен пока далеко не достаточно. Известно, что большие массы поверхностной воды выходят из моря в океан через Камчатский пролив. Подавляющее количество глубинной океанской воды поступает в море в трех районах: через восточную половину пролива Ближнего, почти через все проливы островов Лисьих, через проливы Амчитка, Танага и другие между Крысьими и Андреяновскими островами. Возможно, что более глубокие воды проникают в море через Камчатский пролив если не постоянно, то периодически или спорадически. Водообмен между морем и океаном влияет на распределение температуры, солености, формирование структуры и общей циркуляции вод Берингова моря.

Гидрологическая характеристика. Температура воды на поверхности в общем понижается с юга на север, причем в западной части моря воды несколько холоднее, чем в восточной. Зимой на юге западной части моря поверхностная температура воды равна обычно 1—3°, а в восточной части она равна 2—3°. На севере по всему морю температура воды держится в пределах от 0° до -1,5°. Весной начинается прогрев вод и таяние льда, при этом повышение температуры воды сравнительно невелико. Летом температура воды на поверхности равна 9—11° на юге западной части и 8—10° на юге восточной части. В северных районах моря она равна 4—8° на западе и 4—6° на востоке. В прибрежных мелководных районах температура воды на поверхности несколько выше, чем приведенные величины, свойственные открытым районам Берингова моря (рис. 35).

Вертикальное распределение температуры воды в открытой части моря характеризуется ее сезонными изменениями до горизонтов 250—300 м, глубже которых они практически отсутствуют. Зимой поверхностная температура, равная примерно 2°, распространяется до горизонтов 140—150 м, от которых она повышается примерно до 3,5° на горизонтах 200—250 м, далее ее величина почти не изменяется с глубиной. Весенний прогрев повышает температуру воды на поверхности примерно до 3,8°. Такая величина ее сохраняется до горизонтов 40—50 м, от которых она вначале (до горизонтов 75—80 м) резко, а затем (до 150 м) очень плавно понижается с глубиной, далее (до 200 м) температура заметно (до 3°), а глубже незначительно повышается ко дну.

Летом температура воды на поверхности достигает 7—8°, но она очень резко (до +2,5°) понижается с глубиной до горизонта 50 м, откуда ее вертикальный ход почти такой же, как и весной. Осеннее охлаждение понижает поверхностную температуру воды. Однако общий характер ее распределения в начале сезона напоминает весну и лето, а к концу переходит к зимнему виду. В общем температуре воды в открытой части Берингова моря свойственны относительная однородность пространственного распределения в

поверхностных и глубинных слоях и сравнительно небольшие амплитуды сезонных колебаний, которые проявляются только до горизонтов 200—300 м.

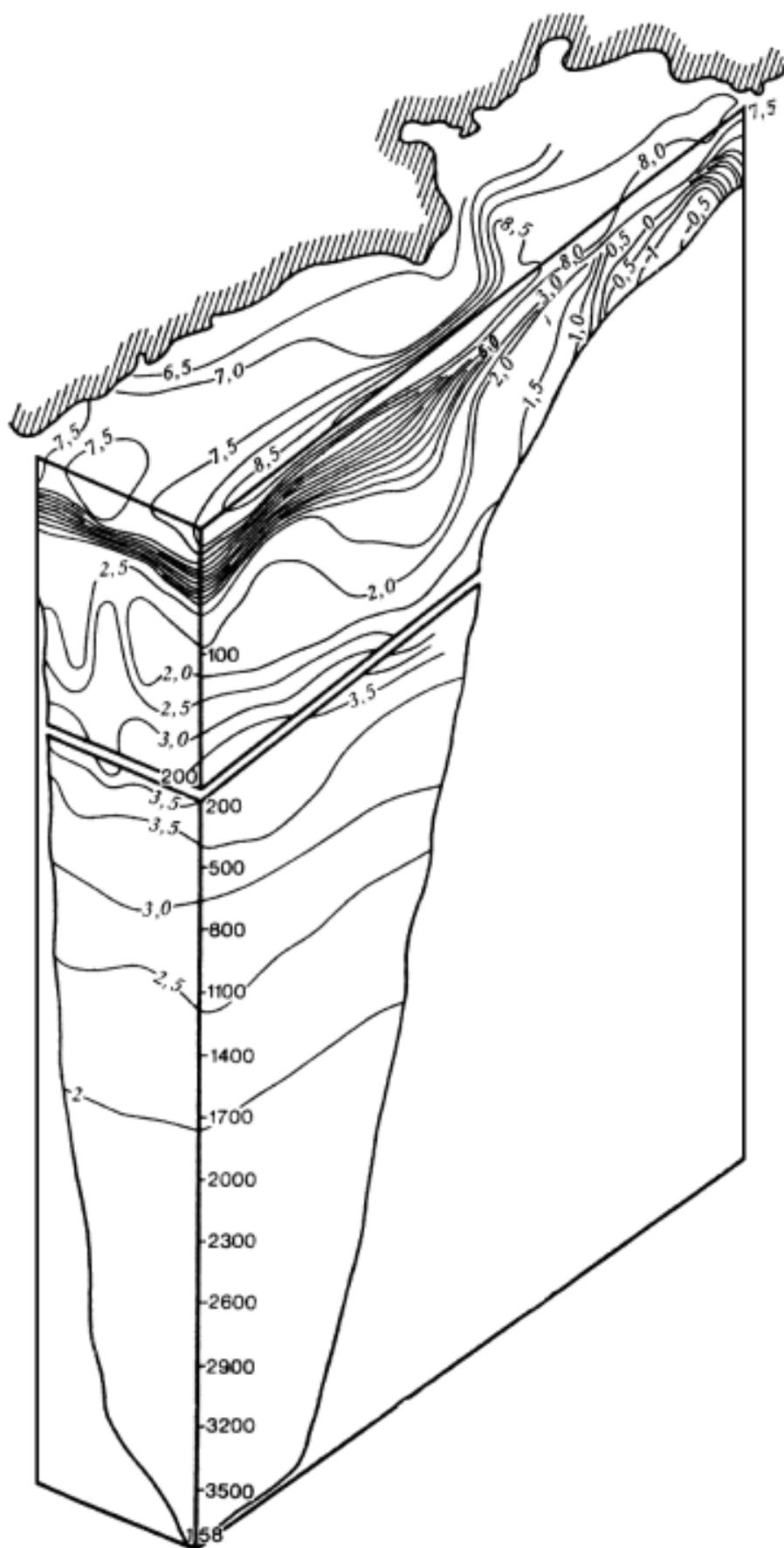


Рис. 35. Распределение температуры на поверхности и на глубине в Беринговом море

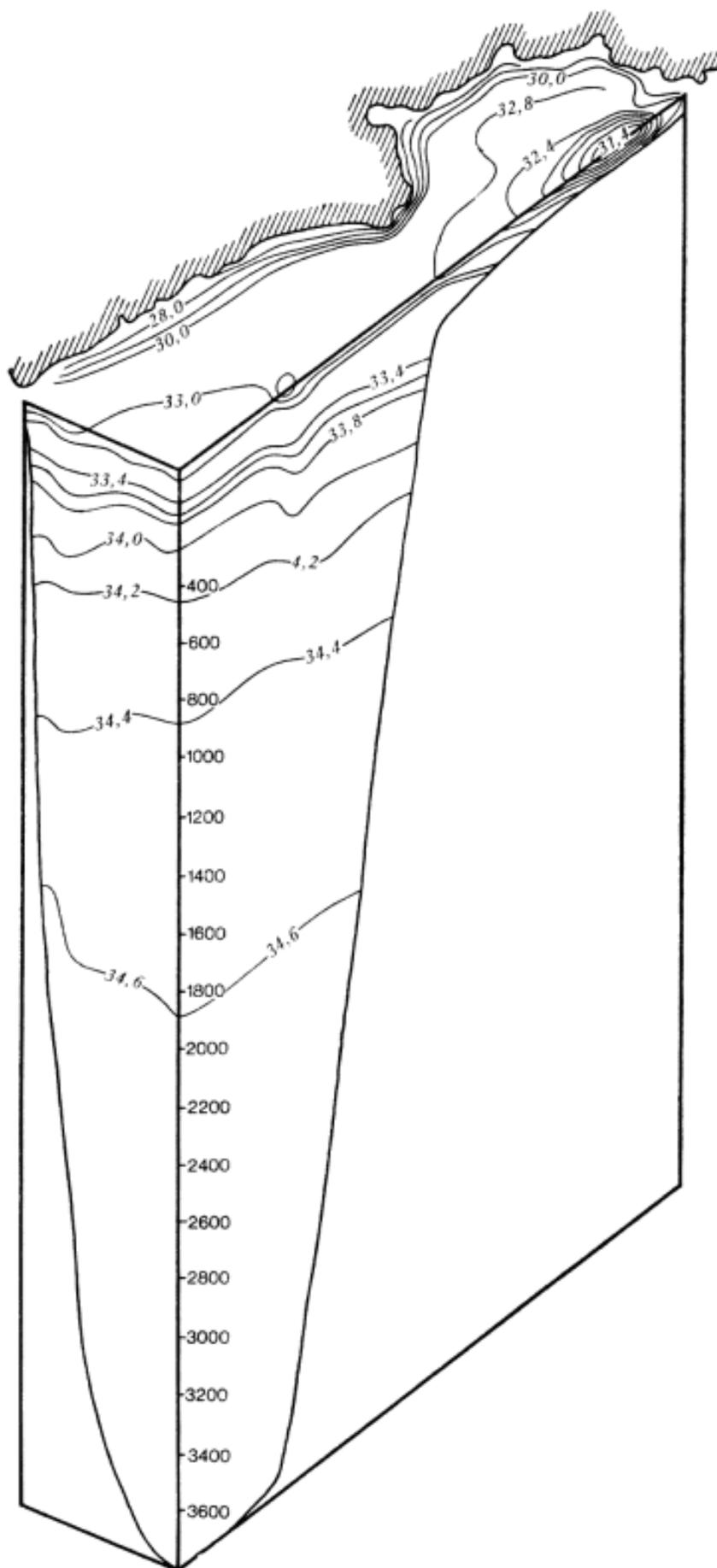


Рис. 36. Распределение солёности на поверхности и по глубине в Беринговом море

Солёность поверхностных вод моря изменяется от 33,0—33,5‰ на юге до 31,0‰ на востоке и северо-востоке и 28,6‰ в Беринговом проливе (рис. 36). Наиболее существенное опреснение происходит весной и летом в районах впадения рек Анадырь, Юкон и Кускоквим. Однако направление основных течений вдоль побережий ограничивает влияние материкового стока на глубокие районы моря. Вертикальное распределение солёности почти одинаково во все сезоны года. От поверхности до горизонтов 100—125 м она примерно равна 33,2—33,3‰. Ее некоторое увеличение происходит от горизонтов 125—150 до 200—250 м, глубже она остается почти неизменной до дна.

В соответствии с небольшими пространственно-временными изменениями температуры и солёности столь же невелик и ход плотности. Распределение океанологических характеристик по глубине свидетельствует о сравнительно слабой вертикальной стратификации вод Берингова моря. В сочетании с сильными ветрами это создает благоприятные условия для развития в нем ветрового перемешивания. В холодный сезон оно охватывает верхние слои до горизонтов 100—125 м, в теплое время года, когда воды расслоены более резко, а ветры слабее, чем осенью и зимой, ветровое перемешивание проникает до горизонтов 75—100 м в глубоких и до 50—60 м в прибрежных районах.

Значительное выхолаживание вод, а в северных районах и интенсивное льдообразование способствуют хорошему развитию осенне-зимней конвекции в море. В течение октября — ноября она захватывает поверхностный слой в 35—50 м и продолжает проникать глубже; при этом происходит отдача тепла атмосфере морем. Температура всего захваченного конвекцией слоя в это время года понижается, как показывают расчеты, на 0,08—0,10° в сутки. Далее, вследствие уменьшения разностей температуры воды и воздуха и увеличения толщины слоя конвекции, температура воды падает несколько медленнее. Так, в декабре — январе, когда в Беринговом море создается совершенно однородный, охлажденный (в открытом море) приблизительно до 2,5° поверхностный слой значительной толщины (до глубины 120—180 м), температура всего захваченного конвекцией слоя понижается в сутки на 0,04—0,06°.

Граница проникновения зимней конвекции углубляется при приближении к берегам, вследствие усиленного охлаждения вблизи материкового склона и отмели. В юго-западной части моря это понижение особенно велико. С этим связано наблюдающееся опускание холодных вод вдоль берегового склона. Вследствие низкой температуры воздуха, обусловленной высокой широтой северо-западного района, зимняя конвекция развивается здесь весьма интенсивно и, вероятно, уже в середине января в связи с мелководностью района доходит до дна.

Основной массе вод Берингова моря свойственна субарктическая структура, главная особенность которой — существование холодного промежуточного слоя летом, а также теплого промежуточного слоя, расположенного под ним. Только в самой южной части моря, в районах, непосредственно прилегающих к Алеутской гряде, обнаружены воды иной структуры, где оба промежуточных слоя отсутствуют.

Основная масса вод моря, занимающая его глубоководную часть, летом четко разделяется на четыре слоя: поверхностный, холодный промежуточный, теплый промежуточный и глубинный. Такое расслоение определяется в основном различиями в температуре, а изменение солёности с глубиной невелико.

Поверхностная водная масса летом представляет собой наиболее прогретый верхний слой от поверхности до глубины 25—50 м, характеризующийся температурой 7—10° на поверхности и 4—6° у нижней границы и солёностью около 33,0‰. Наибольшая толщина этой водной массы наблюдается в открытой части моря. Нижней границей поверхностной водной массы служит слой скачка температуры. Холодный промежуточный слой

образуется в результате зимнего конвективного перемешивания и последующего летнего прогрева верхнего слоя воды. Этот слой имеет незначительную толщину в юго-восточной части моря, но по мере приближения к западным берегам достигает 200 м и более. В нем заметен минимум температуры, расположенный в среднем на горизонтах около 150—170 м. В восточной части величина минимума температуры составляет 2,5—3,5°, а в западной части моря понижается до 2° в районе Корякского берега и до 1° и ниже в районе залива Карагинского. Соленость холодного промежуточного слоя равна 33,2—33,5‰. На нижней границе слоя соленость быстро повышается до 34‰. В теплые годы на юге глубоководной части моря холодный промежуточный слой летом может отсутствовать, тогда вертикальное распределение температуры характеризуется сравнительно плавным понижением температуры с глубиной при общем потеплении всей толщи воды. Теплый промежуточный слой своим происхождением связан с трансформацией тихоокеанской воды. Из Тихого океана поступает сравнительно теплая вода, которая в результате зимней конвекции охлаждается сверху. Конвекция достигает здесь горизонтов порядка 150—250 м, а под ее нижней границей наблюдается повышенная температура — теплый промежуточный слой. Величина максимума температуры изменяется от 3,4—3,5 до 3,7—3,9°. Глубина залегания ядра теплого промежуточного слоя в центральных районах моря примерно 300 м; к югу она уменьшается примерно до 200 м, а к северу и западу увеличивается до 400 м и более. Нижняя граница теплого промежуточного" слоя размыта, приблизительно она намечается в слое 650—900 м.

Глубинная водная масса, занимающая большую часть объема моря, как по глубине, так и от района к району не обнаруживает существенных различий в своих характеристиках. На протяжении более 3000 м по глубине температура меняется примерно от 2,7—3,0 до 1,5—1,8° у дна. Соленость равна 34,3—34,8‰.

По мере продвижения на юг и приближения к проливам Алеутской гряды расслоенность вод постепенно стирается, температура ядра холодного промежуточного слоя повышаясь приближается по величине к температуре теплого промежуточного слоя. Воды постепенно переходят в качественно иную структуру тихоокеанской воды.

В отдельных районах, особенно на мелководье, наблюдаются некоторые видоизменения основных водных масс и появляются новые массы, имеющие местное значение. Например, в Анадырском заливе, в западной части формируется распресненная водная масса под влиянием большого материкового стока, а в северной и восточной частях — холодная водная масса арктического типа. Теплый промежуточный слой здесь отсутствует. В некоторых мелководных районах моря летом наблюдаются характерные для моря «холодные пятна» воды, обязанные своим существованием вихревым круговоротам воды. В этих районах в придонном слое наблюдаются холодные воды, сохраняющиеся все лето. Температура в этом слое воды составляет -0,5—3,0°.

Вследствие осенне-зимнего охлаждения, летнего прогрева и перемешивания а Беринговом море наиболее сильно трансформируется поверхностная водная масса, а также холодный промежуточный слой, что и проявляется в годовом ходе гидрологических характеристик. Промежуточная тихоокеанская вода меняет свои характеристики в течение года очень незначительно и только в тонком верхнем слое. Глубинные воды своих характеристик в течение года сколько-нибудь заметно не меняют. Сложное взаимодействие ветров, притока вод через проливы Алеутской гряды, приливов и других факторов создают основную картину постоянных течений в море (рис. 37).

Преобладающая масса воды из океана поступает в Берингово море через восточную часть пролива Ближний, а также через другие значительные проливы Алеутской гряды. Воды, поступающие через пролив Ближний и распространяющиеся сначала в восточном направлении, затем поворачивают к северу. На широте около 55° они сливаются с водами, поступающими из пролива Амчитка, формируя основной поток центральной части моря. Этот поток поддерживает здесь существование двух устойчивых круговоротов — большого, циклонического, охватывающего глубоководную часть моря, и менее

значительного, антициклонического. Воды основного потока направляются на северо-запад и доходят почти до азиатских берегов. Здесь большая часть вод поворачивает вдоль побережья к югу, давая начало холодному Камчатскому течению, и выходит в океан через Камчатский пролив. Некоторое количество этих вод сбрасывается в океан через западную часть пролива Ближнего и очень небольшая включается в основную циркуляцию.



Рис. 37. Течения на поверхности Берингова моря

Воды, входящие через восточные проливы Алеутской гряды, также пересекают центральную котловину и двигаются на северо-северо-запад. Примерно на широте  $60^\circ$  эти воды разделяются на две ветви: северо-западную, направляющуюся к Анадырскому заливу и далее на северо-восток в Берингов пролив, и северо-восточную, движущуюся к заливу Нортон, а затем к северу в Берингов пролив. Следует отметить, что в течениях Берингова моря могут быть как существенные изменения переноса вод в течение года, так и заметные отклонения от среднегодовой схемы в отдельные годы. Скорости постоянных течений в море в общем невелики. Наибольшие значения (до 25—51 см/с) относятся к районам проливов. Чаще отмечается скорость в 10 см/с, а в открытом море 6 см/с, причем скорости особенно малы в зоне центральной циклонической циркуляции.

Приливы Берингова моря в основном обуславливаются распространением приливной волны из Тихого океана. Арктический прилив не имеет почти никакого значения. Область слияния тихоокеанской и арктической приливных волн располагается к северу от о. Св. Лаврентия. В Беринговом море наблюдается несколько типов приливов. В Алеутских проливах приливы имеют неправильный суточный и неправильный полусуточный характер. У берегов Камчатки в течение промежуточных фаз Луны прилив переходит от полусуточного к суточному, при больших склонениях Луны становится почти чисто суточным, при малых — полусуточным. У Корякского берега, от залива Олюторского до устья р. Анадырь характер прилива неправильный полусуточный, а у берегов Чукотки он принимает характер правильного полусуточного. В районе бухты Провидения прилив вновь переходит в неправильный полусуточный. В восточной части моря, от м. Принца Уэльского до м. Ном приливы имеют как правильный, так и неправильный полусуточный характер. Южнее устья Юкона прилив становится неправильным полусуточным. Приливные течения в открытом море имеют вращающийся характер, скорость их равна 15—60 см/с. Вблизи берегов и в проливах приливные течения реверсивные и их скорость доходит до 1—2 м/с.

Циклоническая деятельность, развивающаяся над Беринговым морем, обуславливает возникновение очень сильных и порой продолжительных штормов. Особенно сильное волнение развивается в зимнее время — с ноября по май. В это время года северная часть моря покрывается льдом и потому наиболее сильное волнение наблюдается в южной части. Здесь в мае повторяемость волнения более 5 баллов достигает 20—30%, а в

северной части моря оно отсутствует. В августе в связи с преобладанием юго-западных ветров волнение в зыбь свыше 5 баллов достигает наибольшего развития в восточной половине моря, где повторяемость такого волнения доходит до 20%. В осеннее время в юго-восточной части моря повторяемость сильного волнения возрастает до 40%.

При продолжительных ветрах средней силы и значительном разгоне волн их высота достигает 6,8 м, при ветре в 20—30 м/с и более — 10 м, а в отдельных случаях 12 и даже 14 м. Периоды штормовых волн составляют 9—11 с, а при умеренном волнении — 5—7 с. Помимо ветрового волнения в Беринговом море наблюдается зыбь, наибольшая повторяемость которой (40%) приходится на осень. В прибрежной зоне характер и параметры волн весьма различны в зависимости от физико-географических условий района.

Большую часть года значительная часть Берингова моря бывает покрыта льдом. Почти вся масса льдов Берингова моря местного происхождения, т. е. образуется, а также разрушается и тает в самом море. В северную часть моря через Берингов пролив ветрами и течениями вносится незначительное количество льда из арктического бассейна, не проникающего обычно южнее о. Св. Лаврентия.

По ледовым условиям северная и южная части моря заметно отличаются друг от друга. Приближенной границей между ними служит крайнее южное положение кромки льда в апреле. В этом месяце она идет от Бристольского залива через острова Прибылова и дальше на запад по 57—58° с. ш., а затем опускается на юг, к Командорским островам и проходит вдоль побережья до южной оконечности Камчатки. Южная часть моря не замерзает круглый год. Теплые тихоокеанские воды, поступающие в Берингово море через алеутские проливы, отжимают плавучие льды к северу и кромка льдов в центральной части моря всегда выгнута к северу. Процесс льдообразования в Беринговом море раньше всего начинается в его северо-западной части, где льды появляются в октябре, после чего постепенно движутся к югу. В Беринговом проливе лед появляется в сентябре; зимой пролив заполнен сплошным битым льдом, дрейфующим на север.

В заливах Анадырском и Нортон лед можно встретить уже в сентябре. В начале ноября лед появляется в районе м. Наварин, а в середине ноября он распространяется до м. Олюторский. У полуострова Камчатского и Командорских островов плавучий лед обычно появляется в декабре и лишь как исключение в ноябре. В течение зимы вся северная часть моря, примерно до 60° с. ш., заполняется тяжелыми, непроходимыми льдами, толщина которых доходит до 6 м. К югу от параллели островов Прибылова встречаются битые льды и отдельные ледяные поля.

Однако даже во время наибольшего развития льдообразования открытая часть Берингова моря никогда не покрывается льдом. В открытом море, под влиянием ветров и течений лед находится в постоянном движении, нередко происходят сильные сжатия. Это приводит к возникновению торосов, максимальная высота которых может быть порядка 20 м. Периодические сжатия и разрежения льдов вызывают приливы, при этом образуются нагромождения льдов, многочисленные полыньи и разводья.

Неподвижный лед, который образуется зимой в закрытых бухтах и заливах, во время штормовых ветров может быть взломан и вынесен в море. В восточной части моря, под влиянием Северного Тихоокеанского течения лед выносится на север, в Чукотское море. В апреле граница плавучего льда достигает наибольшего распространения к югу. С мая начинается процесс постепенного разрушения льда и отступление его кромки на север. В течение июля и августа море бывает совершенно чисто ото льда и в эти месяцы лед можно встретить только в Беринговом проливе. Разрушению ледяного покрова и очищению моря ото льда летом способствуют сильные ветры.

В бухтах и заливах, где оказывается распределяющее влияние речного стока, условия для образования льда более благоприятны, чем в открытом море. Большое влияние на расположение льдов оказывают ветры. Нагонные ветры нередко забивают отдельные

заливы, бухты и проливы тяжелым льдом, принесенным из открытого моря. Сгонные ветры наоборот уносят лед в море, временами очищая весь прибрежный район.

Гидрохимические условия. Особенности гидрохимических условий моря во многом определяются его тесной связью с Тихим океаном и особенностями гидрологических и биологических процессов, протекающих в самом море. Вследствие большого притока тихоокеанских вод солевой состав вод Берингова моря практически не отличается от океанского.

Количество и распределение растворенного кислорода и биогенных веществ неодинаково по сезонам и пространству моря. В целом вода Берингова моря богата кислородом. Зимой его распределение характеризуется однородностью. В этот сезон в мелководной части моря его содержание в среднем равно 8,0 мл/л от поверхности до дна. Примерно такое же содержание его отмечается и в глубоких районах моря до горизонтов 200 м. В теплое время года распределение кислорода разнообразно от места к месту. В связи с повышением температуры воды и развитием фитопланктона его количество уменьшается в верхних (20—30 м) горизонтах и равно примерно 6,7—7,6 мл/л. Вблизи материкового склона отмечается некоторое увеличение содержания кислорода в поверхностном слое. Для вертикального распределения содержания этого газа в глубоких районах моря характерно его наибольшее количество в поверхностной воде и наименьшее в промежуточной. В подповерхностной воде количество кислорода переходное, т. е. уменьшается с глубиной, а в глубинной воде оно увеличивается ко дну. Сезонные изменения содержания кислорода прослеживаются до 800—1000 м возле материкового склона, до 600—800 м на перифериях циклонических круговоротов и до 500 м в центральных частях этих круговоротов.

Для Берингова моря характерна обычно высокая концентрация биогенных веществ в верхнем слое. Развитие фитопланктона не сводит их количества до минимума.

Распределение фосфатов зимой довольно равномерное. Их количество в поверхностных слоях в это время в зависимости от района изменяется в пределах от 58 до 72 мкг/л. Летом наименьшее количество фосфатов отмечается в наиболее продуктивных районах моря: Анадырском и Олюторском заливах, в восточной части Камчатского пролива, в районе Берингова пролива. Для вертикального распределения фосфатов характерно их наименьшее содержание в фотосинтетическом слое, резкое увеличение их концентрации в подповерхностной воде, максимальное количество в промежуточной воде и небольшое уменьшение ко дну.

Распределение нитритов в верхних слоях зимой довольно однородно по всему морю. Их содержание равно 0,2—0,4 N мкг/л в мелководных и 0,8—1,7 N мкг/л в глубоких районах. Летом распределение нитритов довольно разнообразно по пространству. Для вертикального хода содержания нитритов характерно довольно однообразное их содержание в верхних слоях зимой. Летом наблюдаются два максимума: один в слое скачка плотности, второй — у дна. В некоторых районах отмечается только придонный максимум.

Хозяйственное использование. Находясь на крайнем северо-востоке нашей страны, Берингово море эксплуатируется весьма интенсивно. Его экономика представлена двумя важнейшими отраслями: морским рыбным хозяйством и морским транспортом. В настоящее время в море вылавливается значительное количество рыбы, в том числе наиболее ценных видов — лососевых. Кроме того, здесь ведется лов трески, минтая, сельди, камбалы. Имеет место промысел китов и морского зверя. Однако последний имеет местное значение. Берингово море — район стыковки Северного морского пути и Дальневосточного морского бассейна. Через это море снабжается Восточный сектор Советской Арктики. Кроме того, в пределах моря развиты внутренние перевозки, в которых преобладают грузы снабжения. Выводится в основном рыба и рыбная продукция.

За последние 30 лет Берингово море систематически изучалось и продолжает изучаться. Стали известны основные черты его природы. Однако и в настоящее время

существуют важные проблемы его исследования. К важнейшим из них относятся следующие: изучение количественных характеристик [водообмена] через проливы Алеутской дуги; уточнение деталей течений, в частности зарождение и длительность существования малых круговоротов в разных районах моря; выяснение особенностей течений в районе Анадырского залива и в самом заливе; исследование прикладных вопросов, связанных с обеспечением рыболовства и мореплавания. Решение этих и других проблем повысит эффективность хозяйственного использования моря.

## Охотское море

Основные физико-географические черты. В цепочке наших дальневосточных морей оно занимает срединное положение, довольно глубоко вдается в Азиатский материк, а от Тихого океана отделено дугой Курильских островов. Охотское море почти повсюду имеет естественные рубежи и только на юго-западе от Японского моря его отделяют условные линии: м. Южный — м. Тык и в проливе Лаперуза м. Крильон — м. Соя. Юго-восточная граница моря идет от м. Носяппу (о. Хоккайдо) через Курильские острова до м. Лопатка (Камчатка), при этом все проходы между о. Хоккайдо и Камчаткой включаются в Охотское море. В этих пределах пространство моря простирается с севера на юг от  $62^{\circ}42'$  до  $43^{\circ}43'$  с. ш. и с запада на восток от  $134^{\circ}50'$  до  $164^{\circ}45'$  в. д. Море значительно вытянуто с юго-запада на северо-восток и расширено примерно в своей центральной части (рис. 38).

Охотское море — одно из наиболее крупных и глубоких морей нашей страны. Его площадь равна 1603 тыс. км<sup>2</sup>, объем 1318 тыс. км<sup>3</sup>, средняя глубина 821 м, наибольшая глубина 3916 м. По географическому положению, преобладанию глубин до 500 м и значительным пространствам, занятым большими глубинами, Охотское море относится к окраинным морям смешанного материково-окаинного типа.

В Охотском море мало островов. Крупнейший граничный остров — Сахалин. Курильская гряда насчитывает около 30 больших, множество мелких островов и скал. Курильские острова расположены в поясе сейсмической активности, который включает в себя более 30 действующих и 70 потухших вулканов. Сейсмическая деятельность проявляется на островах и под водой. В последнем случае образуются волны цунами. Кроме названных «краевых» островов в море расположены острова Шантарские, Спафарьева, Завьялова, Ямские и маленький островок Ионы — единственный из них, удаленный от берега. При большой протяженности береговая черта изрезана относительно слабо. Вместе с тем она образует несколько крупных заливов (Анива, Терпения, Сахалинский, Академии, Тугурский, Аян, Шелихова) и губ (Удская, Тауйская, Гижигинская и Пенжинская).

Очень важное значение имеют проливы, соединяющие Охотское море с Тихим океаном и с Японским морем, и их глубины, так как они определяют возможность водообмена. Проливы Невельского и Лаперуза сравнительно узки и мелководны. Ширина пролива Невельского (между мысами Лазарева и Погиби) всего около 7 км. Ширина пролива Лаперуза несколько больше — порядка 40 км, а наибольшая глубина 53 м.

В то же время суммарная ширина Курильских проливов около 500 км, а максимальная глубина самого глубокого из них (пролива Буссоль) превышает 2300 м. Таким образом, возможность водообмена между Японским и Охотским морем несравненно меньше, чем между Охотским морем и Тихим океаном. Однако даже глубина самого глубокого из Курильских проливов значительно меньше максимальной глубины моря, поэтому Курильская гряда представляет собой огромный порог, отгораживающий впадину моря от океана.

Наиболее важны для водообмена с океаном проливы Буссоль и Крузенштерна, так как они имеют наибольшую площадь и глубину. Глубина пролива Буссоль указывалась выше, а глубина пролива Крузенштерна 1920 м. Меньшее значение имеют проливы Фриза,

Четвертый Курильский, Рикорда и Надежды, глубины которых более 500 м. Глубины остальных проливов в основном не превышают 200 м, а площади незначительны.

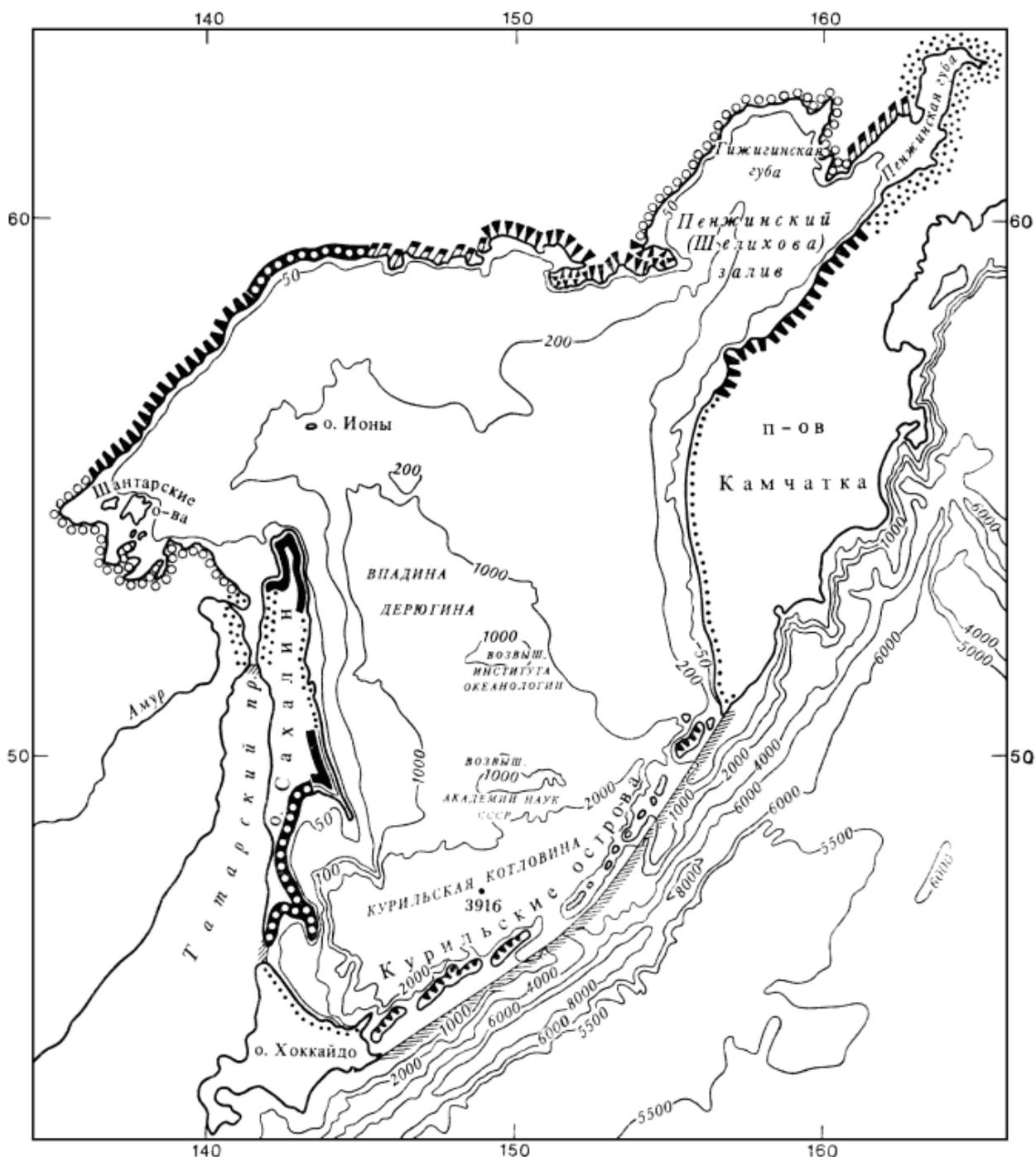


Рис. 38. Типы берегов и рельеф дна Охотского моря. Усл. обозначения см. рис. 1

Неодинаковые по внешним формам и строению берега Охотского моря в разных районах принадлежат к различным геоморфологическим типам. Из рис. 38 видно, что в большей части это абразионные, измененные морем берега, только на западе Камчатки и на востоке Сахалина встречаются аккумулятивные берега. В основном море окружают высокие и обрывистые берега. На севере и северо-западе скалистые уступы спускаются прямо к морю. Менее высокий, а затем и низменный материковый берег подходит к морю у Сахалинского залива. Юго-восточный берег Сахалина невысокий, а северо-восточный — низменный. Берега Курильских островов очень обрывисты. Северо-восточный берег Хоккайдо преимущественно низменный. Такой же характер носит побережье южной

части западной Камчатки, но ее северная часть отличается некоторым повышением берега.

Разнообразен и неровен рельеф дна Охотского моря (см. рис. 38). В целом его характеризуют следующие основные черты. Северная часть моря представляет собой материковую отмель — подводное продолжение азиатского материка. Ширина материковой отмели в районе Аяно-Охотского побережья примерно 100 миль, в районе Удской губы — 140 миль. Между меридианами Охотска и Магадана ее ширина возрастает до 200, миль. С западного края котловины моря расположена островная отмель Сахалина, с восточного края — материковая отмель Камчатки. Шельф занимает около 22% площади дна. Остальная, большая часть (около 70%) моря находится в пределах материкового склона (от 200 до 1500 м), на котором выделяются отдельные подводные возвышенности, впадины и желоба.

Самая глубоководная южная часть моря глубже 2500 м, представляющая собой участок ложа, занимает 8% общей площади. Она вытянута полосой вдоль Курильских островов, постепенно сужаясь от 200 км против о. Итуруп до 80 км против пролива Крузенштерна. Большие глубины и значительные склоны дна отличают юго-западную часть моря от северо-восточной, лежащей на материковой отмели.

Из крупных элементов рельефа дна центральной части моря выделяются две подводные возвышенности — Академия наук СССР и Института океанологии. Вместе с выступом материкового склона они обуславливают разделение бассейна моря на три котловины: северо-восточную впадину ТИНРО, северо-западную впадину Дерюгина и южную глубоководную Курильскую котловину. Впадины соединяются желобами: Макарова, П. Шмидта и Лебеда. К северо-востоку от впадины ТИНРО отходит желоб залива Шелихова.

Наименее глубокая впадина ТИНРО расположена к западу от Камчатки. Дно ее представляет собой равнину, лежащую на глубине около 850 м при максимальной глубине 990 м. Впадина Дерюгина находится к востоку от подводного цоколя Сахалина. Ее дно — плоская, приподнятая по краям равнина, лежащая в среднем на глубине 1700 м, максимальная глубина впадины 1744 м. Наиболее глубока Курильская котловина. Это огромная плоская равнина, лежащая на глубине около 3300 м. Ширина ее в западной части примерно 120 миль, длина в северо-восточном направлении около 600 миль.

Возвышенность Института океанологии имеет округлые очертания, она вытянута в широтном направлении почти на 200 миль, а в меридиональном примерно на 130 миль. Минимальная глубина над ней около 900 м. Возвышенность Академии наук СССР изрезана вершинами подводных долин. Замечательной чертой рельефа возвышенностей является наличие у них плоских вершин, занимающих большую площадь.

По своему расположению Охотское море находится в зоне муссонного климата умеренных широт, на который существенно влияют физико-географические особенности моря. Так, его значительная часть на западе глубоко вдается в материк и лежит сравнительно близко от полюса холода азиатской суши, поэтому главный источник холода для Охотского моря находится на западе, а не на севере. Сравнительно высокие хребты Камчатки затрудняют проникновение теплого тихоокеанского воздуха. Только на юго-востоке и на юге море открыто к Тихому океану и Японскому морю, откуда в него поступает значительное количество тепла. Однако влияние охлаждающих факторов сказывается сильнее, чем тепляющих, поэтому Охотское море в целом самое холодное из дальневосточных морей. Вместе с тем его большая меридиональная протяженность обуславливает значительные пространственные различия синоптической обстановки и метеорологических показателей в каждый сезон. В холодную часть года с октября по апрель на море воздействуют Сибирский антициклон и Алеутский минимум. Влияние последнего распространяется главным образом на юго-восточную часть моря. Такое распределение крупномасштабных барических систем обуславливает господство сильных устойчивых северо-западных и северных ветров, часто достигающих штормовой силы.

Маловетрия и штили почти полностью отсутствуют, особенно в январе и феврале. Зимой скорость ветра обычно равна 10—11 м/с.

Сухой и холодный зимний азиатский муссон значительно выхолаживает воздух над северными и северо-западными районами моря. В самом холодном месяце (январе) средняя температура воздуха на северо-западе моря равна  $-20$ — $-25^{\circ}$ , в центральных районах  $-10$ — $-15^{\circ}$ , только в юго-восточной части моря она равна  $-5$ — $-6^{\circ}$ , что объясняется согревающим влиянием Тихого океана.

Для осенне-зимнего времени характерен выход циклонов преимущественно континентального происхождения. Они влекут за собой усиление, ветра, иногда понижение температуры воздуха, но погода остается ясной и сухой, так как с ними поступает континентальный воздух с охлажденного материка Азии. В марте — апреле происходит перестройка крупномасштабных барических полей. Сибирский антициклон разрушается, а Гонолульский максимум усиливается. В результате в теплый сезон (с мая по октябрь) Охотское море находится под воздействием Гонолульского максимума и области пониженного давления, расположенной над Восточной Сибирью. В соответствии с таким распределением центров действия атмосферы в это время над морем преобладают слабые юго-восточные ветры. Их скорость обычно не превышает 6—7 м/с. Наиболее часто эти ветры наблюдаются в июне и июле, хотя в эти месяцы иногда отмечаются более сильные северо-западные и северные ветры. В общем тихоокеанский (летний) муссон слабее азиатского (зимнего), так как в теплое время года горизонтальные градиенты давления невелики.

Летом воздух прогревается неодинаково над всем морем. Средняя месячная температура воздуха в августе понижается с юго-запада на северо-восток от  $18^{\circ}$  на юге, до  $12$ — $14^{\circ}$  в центре и до  $10$ — $10,5^{\circ}$  на северо-востоке Охотского моря. В теплое время года над южной частью моря довольно часто проходят океанические циклоны, с которыми связано усиление ветра до штормового, который может продолжаться до 5—8 дней. Преобладание в весенне-летний сезон юго-восточных ветров приводит к значительной облачности, осадкам, туманам. Муссонные ветры и более сильное зимнее выхолаживание западной части Охотского моря по сравнению с восточной — важные климатические особенности этого моря.

В Охотское море впадает довольно много преимущественно небольших рек, поэтому при столь значительном объеме его вод материковый сток относительно невелик. Он равен примерно  $600 \text{ км}^3/\text{год}$ , при этом около 65% дает Амур. Другие сравнительно крупные реки — Пенжина, Охота, Уда, Большая (на Камчатке) — приносят в море значительно меньше пресной воды. Она поступает главным образом весной и в начале лета. В это время наиболее ощутимо влияние материкового стока, в основном в прибрежной зоне, вблизи устьевых областей крупных рек.

Географическое положение, большая протяженность по меридиану, муссонная смена ветров и хорошая связь моря с Тихим океаном через Курильские проливы — основные природные факторы, которые наиболее существенно влияют на формирование гидрологических условий Охотского моря. Величины прихода и расхода тепла в море определяются главным образом радиационным прогревом и выхолаживанием моря. Тепло, приносимое тихоокеанскими водами, имеет подчиненное значение. Однако для водного баланса моря приход и сток вод через Курильские проливы играет решающую роль. Детали и количественные показатели обмена водами через Курильские проливы изучены еще недостаточно, однако основные пути водообмена через проливы известны. Поступление поверхностных тихоокеанских вод в Охотское море происходит главным образом через северные проливы, в частности через Первый Курильский. В проливах средней части гряды наблюдается как поступление тихоокеанских вод, так и сток охотских. Так, в поверхностных слоях Третьего и Четвертого Курильских проливов, по-видимому, происходит сток вод из Охотского моря, в придонных же — приток, а в проливе Буссоль наоборот: в поверхностных слоях приток, в глубинных — сток. В южной

части гряды, главным образом через проливы Екатерины и Фриза, происходит преимущественно сток воды из Охотского моря. Интенсивность водообмена через проливы может значительно меняться. В общем в верхних слоях южной части Курильской гряды преобладает сток охотоморских вод, а в верхних слоях северной части гряды происходит поступление тихоокеанских вод. В глубинных слоях вообще преобладает поступление тихоокеанских вод.

Приток тихоокеанских вод во многом сказывается на распределении температуры, солености, формировании структуры и общей циркуляции вод Охотского моря.

Гидрологическая характеристика. Температура воды на поверхности моря в общем понижается с юга на север. Зимой почти повсеместно поверхностные слои охлаждаются до температуры замерзания, равной  $-1,5$ — $1,8^{\circ}$ . Лишь в юго-восточной части моря она держится около  $0^{\circ}$ , а вблизи северных Курильских проливов температура воды под влиянием проникающих сюда тихоокеанских вод достигает  $1$ — $2^{\circ}$ .

Весенний прогрев в начале сезона главным образом идет на таяние льда, только к концу его начинается повышение температуры воды. Летом распределение температуры воды на поверхности моря довольно разнообразно (рис. 39). В августе наиболее прогреты (до  $18$ — $19^{\circ}$ ) воды, прилегающие к о. Хоккайдо. В центральных районах моря температура воды равна  $11$ — $12^{\circ}$ . Наиболее холодные поверхностные воды наблюдаются у о. Ионы, у м. Пьягина и возле пролива Крузенштерна. В этих районах температура воды держится в пределах  $6$ — $7^{\circ}$ . Образование локальных очагов повышенной и пониженной температуры воды на поверхности в основном связано с перераспределением тепла течениями.

Вертикальное распределение температуры воды неодинаково от сезона к сезону и от места к месту. В холодное время года изменение температуры с глубиной менее сложно и разнообразно, чем в теплые сезоны. Зимой в северных и центральных районах моря охлаждение вод распространяется до горизонтов  $100$ — $200$  м. Температура воды относительно однородна и понижается от  $-1,7$ — $1,5^{\circ}$  на поверхности до  $-0,25^{\circ}$  на горизонтах  $500$ — $600$  м, глубже она повышается до  $1$ — $2^{\circ}$  в южной части моря, возле Курильских проливов температура воды от  $2,5$ — $3,0^{\circ}$  на поверхности понижается до  $1,0$ — $1,4^{\circ}$  на горизонтах  $300$ — $400$  м и далее плавно повышается до  $1,9$ — $2,4^{\circ}$  у дна.

Летом поверхностные воды прогреты до температуры  $10$ — $12^{\circ}$ . В подповерхностных слоях температура воды несколько ниже, чем на поверхности. Резкое понижение температуры до величин  $-1,0$ — $1,2^{\circ}$  наблюдается между горизонтами  $50$ — $75$  м, глубже до горизонтов  $150$ — $200$  м температура повышается до  $0,5$ — $1,0^{\circ}$ , а затем ее повышение происходит более плавно и на горизонтах  $200$ — $250$  м она равна  $1,5$ — $2,0^{\circ}$ . Отсюда температура воды почти не изменяется до дна. В южной и юго-восточной частях моря, вдоль Курильских островов, температура воды от  $10$ — $14^{\circ}$  на поверхности понижается до  $3$ — $8^{\circ}$  на горизонте  $25$  м, далее до  $1,6$ — $2,4^{\circ}$  на горизонте  $100$  м и до  $1,4$ — $2,0^{\circ}$  у дна. Для вертикального распределения температуры летом характерен холодный промежуточный слой — остаток зимнего охлаждения моря (см. рис. 39). В северных и центральных районах моря температура в нем отрицательна и только возле Курильских проливов она имеет положительные значения. В разных районах моря глубина залегания холодного промежуточного слоя различна и изменяется от года к году.

Распределение солености в Охотском море сравнительно мало изменяется по сезонам и характеризуется ее повышением в восточной части, находящейся под воздействием тихоокеанских вод, и понижением в западной части, опресняемой материковым стоком (рис. 40). В западной части соленость на поверхности  $28$ — $31\text{‰}$ , а в восточной она  $31$ — $32\text{‰}$  и более (до  $33\text{‰}$  вблизи Курильской гряды). В северо-западной части моря, вследствие опреснения соленость на поверхности  $25\text{‰}$  и менее, а толщина опресненного слоя около  $30$ — $40$  м.

С глубиной в Охотском море происходит увеличение солености. На горизонтах  $300$ — $400$  м в западной части моря соленость равна  $33,5\text{‰}$ , а в восточной около  $33,8\text{‰}$ . На горизонте  $100$  м соленость равна  $34,0\text{‰}$  и далее ко дну возрастает незначительно — всего

на 0,5—0,6‰. В отдельных заливах и проливах величина солености, ее стратификация может значительно отличаться от открытого моря в зависимости от местных гидрологических условий.

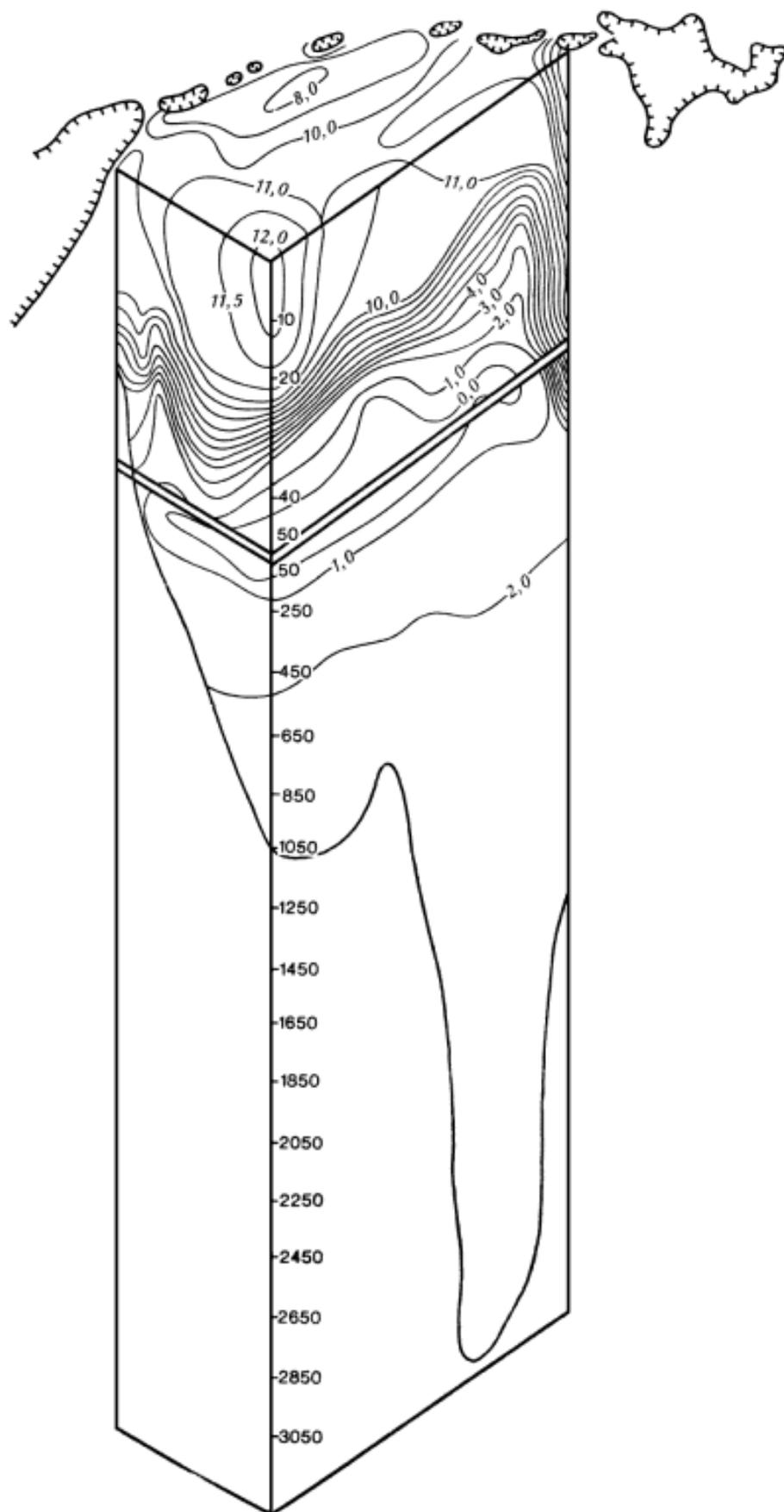


Рис. 39. Распределение температуры на поверхности и по глубине в Охотском море

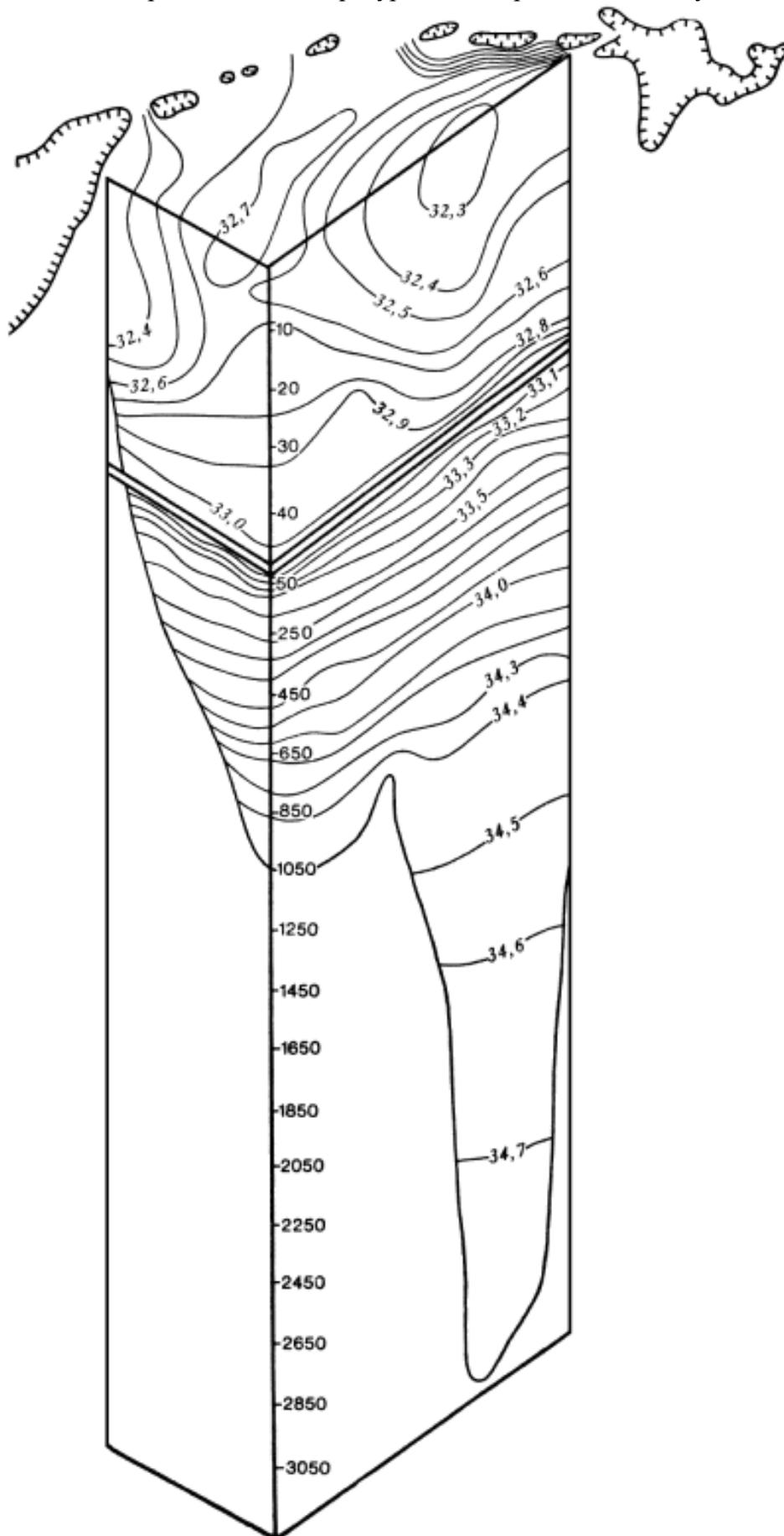


Рис. 40. Распределение солености на поверхности и по глубине в Охотском море

Температура и соленость определяют величины и распределение плотности вод Охотского моря. В соответствии с этим более плотные воды наблюдаются зимой в северных и центральных покрытых льдом районах моря. Несколько меньше плотность в относительно теплом прикурильском районе. Летом плотность воды уменьшается, ее наименьшие величины приурочены к зонам влияния берегового стока, а наибольшие отмечаются в районах распространения тихоокеанских вод. Плотность увеличивается с глубиной. Зимой она повышается сравнительно немного от поверхности до дна. Летом ее распределение зависит в верхних слоях от величин температуры, а на средних и нижних горизонтах от солености. В летнее время создается заметная плотностная стратификация вод по вертикали, особенно значительно плотность увеличивается на горизонтах 25—35—50 м, что связано с прогревом вод в открытых районах и опреснением у берегов.

С особенностями вертикального распределения океанологических характеристик во многом связаны возможности развития перемешивания вод Охотского моря. Ветровое перемешивание осуществляется в безледное время года. Наиболее интенсивно оно протекает весной и осенью, когда над морем дуют сильные ветры, а стратификация вод выражена еще не очень резко. В это время ветровое перемешивание распространяется до горизонта 20—25 м от поверхности. Сильное охлаждение и мощное льдообразование в осенне-зимнее время способствует развитию конвекции в Охотском море. Однако она протекает неодинаково в его разных районах, что объясняется особенностями рельефа дна, климатическими различиями, поступлением тихоокеанских вод и другими факторами. Термическая конвекция на большей части моря проникает до 50—60 м, так как летний прогрев поверхностных вод, а в зонах влияния берегового стока и существенное опреснение вызывают расслоение вод по вертикали, что наиболее резко выражено на указанных горизонтах. Увеличение плотности поверхностных вод за счет охлаждения и вызванная этим конвекция не в состоянии преодолеть максимум устойчивости, расположенный на упомянутых горизонтах. В юго-восточной части моря, куда преимущественно распространяются тихоокеанские воды, наблюдается относительно слабая стратификация по вертикали, поэтому термическая конвекция распространяется здесь до горизонтов 150—200 м, где ее ограничивает плотностная структура вод.

Интенсивное льдообразование на большей части моря возбуждает усиленную термохалинную зимнюю вертикальную циркуляцию. На глубинах до 250—300 м она распространяется до дна, а ее проникновению на более значительные глубины препятствует существующий здесь максимум устойчивости. В районах с пересеченным рельефом дна распространению плотностного перемешивания в нижние горизонты способствует сползание вод по склонам. В целом Охотское море характеризуется хорошим перемешиванием его вод.

Особенности вертикального распределения океанологических характеристик, главным образом температуры воды, указывают на то, что Охотскому морю свойственна субарктическая структура вод, в которой летом хорошо выражены холодный и теплый промежуточные слои. Более детальное изучение субарктической структуры в этом море показало, что в нем существуют охотоморская, тихоокеанская и курильская разновидности субарктической структуры вод. При одинаковом характере вертикального строения они имеют количественные различия в характеристиках водных масс.

На основе анализа T, S-кривых в сочетании с рассмотрением вертикального распределения океанологических характеристик в Охотском море выделяют следующие водные массы. Поверхностная водная масса, имеющая весеннюю, летнюю и осеннюю модификации. Она представляет верхний максимум устойчивости, обусловленный в основном температурой. Эта водная масса характеризуется соответствующими каждому сезону величинами температуры и солености, на основе которых различаются ее упомянутые модификации.

Охотоморская водная масса формируется зимой из поверхностной воды и весной, летом и осенью проявляется в виде холодного промежуточного слоя, залетающего между горизонтами 40—150 м. Эта водная масса характеризуется довольно однородной соленостью (порядка 32,9—31,0‰) и различной от места к месту температурой. На большей части моря ее температура ниже 0° и доходит до -1,7°, а в районе Курильских проливов она бывает выше 1°.

Промежуточная водная масса формируется в основном за счет опускания вод по склонам дна, в пределах моря располагается от 100—150 до 400—700 м и характеризуется температурой 1,5° и соленостью 33,7‰. Эта водная масса распространена почти повсюду, кроме северо-западной части моря, залива Шелихова и некоторых районов вдоль берегов Сахалина, где охотоморская водная масса доходит до дна. Толщина слоя промежуточной водной массы в общем уменьшается с юга на север.

Глубинная тихоокеанская водная масса представляет собой воду нижней части теплой прослойки Тихого океана, поступающую в Охотское море на горизонтах ниже 800—2000 м, т. е. ниже глубины опускающихся в проливах вод, и в море проявляется в виде теплого промежуточного слоя. Эта водная масса расположена на горизонтах 600—1350 м, имеет температуру 2,3° и соленость 34,3‰. Однако ее характеристики изменяются в пространстве. Наиболее высокие значения температуры и солености отмечаются в северо-восточном и отчасти в северо-западном районах, что связано здесь с подъемом вод, а самые малые величины характеристик свойственны западным и южным районам, где происходит опускание вод.

Водная масса Южной котловины имеет тихоокеанское происхождение и представляет собой глубинную воду северо-западной части Тихого океана с горизонта 2300 м, соответствующего максимальной глубине порога в Курильских проливах (пролив Буссоль). Рассматриваемая водная масса в общем заполняет названную котловину от горизонта 1350 м и до дна. Характеризуется температурой 1,85° и соленостью 34,7‰, которые лишь незначительно изменяются с глубиной.

Среди выделенных водных масс охотоморская и глубинная тихоокеанская — основные и отличаются друг от друга не только термохалинными, но и гидрохимическими и биологическими показателями.

Под влиянием ветров и притока вод через Курильские проливы формируются характерные черты системы неперiodических течений Охотского моря (рис. 41). Основная из них — циклоническая система течений, охватывающая почти все море. Она обусловлена Преобладанием циклонической циркуляции атмосферы над морем и прилегающей частью Тихого океана. Кроме того, в море прослеживаются устойчивые антициклональные круговороты и обширные области циклонической циркуляции вод.

Вместе с тем довольно четко выделяется узкая полоса более сильных прибрежных течений, которые, продолжая друг друга, как бы обходят береговую линию моря против часовой стрелки; теплое Камчатское течение, направленное к северу в залив Шелихова; поток западного, а затем юго-западного направления вдоль северных и северо-западных берегов моря; устойчивое Восточно-Сахалинское течение, идущее на юг, и довольно сильное течение Соя, вступающее в Охотское море через пролив Лаперуза.

На юго-восточной периферии циклонического круговорота Центральной части моря выделяется ветвь Северо-Восточного течения, противоположного по направлению Курильскому течению (или Ойясио) в Тихом океане. В результате существования этих потоков в некоторых из Курильских проливов образуются устойчивые области конвергенции течений, что приводит к опусканию вод и оказывает существенное влияние на распределение океанологических характеристик не только в проливах, но и в самом море. И наконец, еще одна особенность циркуляции вод Охотского моря — двухсторонние устойчивые течения в большинстве Курильских проливов.



Рис. 41. Течения на поверхности Охотского моря

Непериодические течения на поверхности Охотского моря наиболее интенсивны у западных берегов Камчатки (11—20 см/с), в Сахалинском заливе (30—45 см/с), в районе Курильских проливов (15—40 см/с), над Южной котловиной (11—20 см/с) и в течении Соя (до 50—90 см/с). В центральной части циклонической области интенсивность горизонтального переноса значительно меньше, чем на его периферии. В центральной части моря скорости изменяются от 2 до 10 см/с, причем преобладают скорости меньше 5 см/с. Аналогичная картина наблюдается и в заливе Шелихова, довольно сильные течения у берегов (до 20—30 см/с) и небольшие скорости в центральной части циклонического круговорота.

В Охотском море хорошо выражены и периодические (приливные) течения. Здесь наблюдаются их различные виды: полусуточные, суточные и смешанные с преобладанием полусуточной или суточной составляющих. Скорости приливных течений различны — от нескольких сантиметров до 4 м/с. Вдали от берегов скорости течений невелики (5—10 см/с). В проливах, заливах и у берегов скорости приливных течений значительно возрастают, например в Курильских проливах они достигают до 2—4 м/с.

Приливы Охотского моря имеют весьма сложный характер. Приливная волна входит с юга и юго-востока из Тихого океана. Полусуточная волна продвигается к северу, а на параллели 50° разделяется на две ветви: западная поворачивает на северо-запад, образуя севернее м. Терпения и в северной части Сахалинского залива амфидромические области, восточная продвигается по направлению к заливу Шелихова, при входе в который возникает еще одна амфидромия. Суточная волна также продвигается на север, но на широте северной оконечности Сахалина делится на две части: одна входит в залив Шелихова, другая доходит до северо-западного берега.

В Охотском море наблюдается два основных типа приливов: суточные и смешанные. Наибольшее распространение имеют суточные приливы. Они наблюдаются в Амурском лимане, Сахалинском заливе, на Курильских островах, у западного берега Камчатки и в Пенжинском заливе. Смешанные приливы наблюдаются на северном и северо-западном побережьях моря и в районе Шантарских островов.

Наибольшая величина приливов отмечена в Пенжинской губе у м. Астрономического (до 13 м). Это наибольшие приливы для всего побережья СССР. На втором месте район Шантарских островов, где величина прилива превышает 7 м. Весьма значительны приливы в Сахалинском заливе и в Курильских проливах. В северной части моря величина приливов доходит до 5 м. Наименьшие приливы отмечались у восточного берега Сахалина, в районе пролива Лаперуза. В южной части моря величина приливов 0,8—2,5 м. В общем приливные колебания уровня в Охотском море весьма значительны и оказывают существенное влияние на его гидрологический режим, особенно в прибрежной зоне.

Кроме приливных здесь хорошо развиты и сгонно-нагонные колебания уровня. Они возникают главным образом при прохождении глубоких циклонов над морем. Нагонные повышения уровня достигают 1,5—2 м. Наибольшие нагоны отмечены на побережье Камчатки и в заливе Терпения.

Значительные размеры и большие глубины Охотского моря, частые и сильные ветры над ним обуславливают развитие здесь крупных волн. Особенно бурным море бывает осенью, а в безледных районах и зимой. На эти сезоны приходится 55—70% штормового волнения, в том числе с высотами волн 4—6 м, а наибольшие высоты волн достигают 10—11 м. Самые беспокойные — южный и юго-восточный районы моря, где средняя повторяемость штормового волнения равна 35—50%, а в северо-западной части она уменьшается до 25—30%. При сильном волнении в проливах между Курильскими островами и между Шантарскими островами образуется толчея.

Суровые и продолжительные зимы с сильными северо-западными ветрами способствуют развитию интенсивного льдообразования в Охотском море. Льды Охотского моря исключительно местного образования. Здесь встречаются как неподвижные льды (припай), так и плавучие, представляющие собой основную форму льдов моря. В том или ином количестве льды встречаются во всех районах моря, то летом все море очищается ото льдов. Исключение составляет район Шантарских островов, где льды могут сохраняться и летом.

Льдообразование начинается в ноябре в заливах и губах северной части моря, в прибрежной части о. Сахалин и Камчатки. Затем лед появляется в открытой части моря. В январе и феврале льды занимают всю северную и среднюю часть моря. В обычные годы южная граница сравнительно устойчивого ледяного покрова проходит, изгибаясь к северу, от пролива Лаперуза до м. Лопатка. Крайняя южная часть моря никогда не замерзает. Однако благодаря ветрам в нее выносятся с севера значительные массы льда, часто скапливающиеся у Курильских островов.

С апреля по июнь происходит разрушение и постепенное исчезновение ледяного покрова. В среднем лед в море исчезает в конце мая — начале июня. Северо-западная часть моря благодаря течениям и конфигурации берегов более всего забивается льдом, сохраняющимся там до июля. Следовательно, ледяной покров в Охотском море сохраняется на протяжении 6—7 месяцев. Плавучим льдом покрыто более трех четвертей

поверхности моря. Сплоченные льды северной части моря представляют серьезное препятствие для плавания даже ледоколов. Общая продолжительность ледового периода в северной части моря достигает 280 дней в году.

Южное побережье Камчатки и Курильские острова относятся к районам с малой ледовитостью, здесь лед в среднем держится не более трех месяцев в году. Толщина нарастающих в течение зимы льдов достигает 0,8—1,0 м. Сильные штормы, приливные течения взламывают ледяной покров во многих районах моря, образуя торосы и большие разводья. В открытой части моря никогда не наблюдается сплошного неподвижного льда, обычно здесь лед дрейфующий в виде обширных полей с многочисленными разводьями. Часть льдов из Охотского моря выносится в океан, где почти сразу же разрушается и тает. В суровые зимы плавучие льды северо-западными ветрами прижимаются к Курильским островам и забивают некоторые проливы. Таким образом, в зимнее время в Охотском море нет такого места, где бы полностью исключалась встреча со льдом.

Гидрохимические условия. Вследствие постоянного водообмена с Тихим океаном через глубокие Курильские проливы химический состав вод Охотского моря в общем не отличается от океанского. Величины и распределение растворенных газов и биогенных веществ в открытых районах моря определяются поступлением тихоокеанских вод, а в прибрежной части определенное влияние оказывает береговой сток.

Охотское море богато кислородом, но его содержание не одинаково в разных районах моря и изменяется с глубиной. Большое количество кислорода растворено в водах северной и центральной частей моря, что объясняется богатством здесь фитопланктона, продуцирующего кислород. В частности, в центральной части моря развитие растительных организмов связано с подъемом глубинных вод в зонах схождения течений. Воды южных районов моря содержат меньшее количество кислорода, так как сюда поступают сравнительно бедные фитопланктоном тихоокеанские воды. Наибольшее содержание (7—9 мл/л) кислорода отмечается в поверхностном слое, глубже оно постепенно уменьшается и на горизонте 100 м равно 6—7 мл/л, а на горизонте 500 м — 3,2—4,7 мл/л, далее количество этого газа очень быстро убывает с глубиной и на горизонтах 1000—1300 м достигает минимума (1,2—1,4 мл/л), однако в более глубоких слоях оно увеличивается до 1,3—2,0 мл/л. Минимум кислорода приурочен к глубинной тихоокеанской водной массе.

В поверхностном слое моря содержится 2—3 мкг/л нитритов и 3—15 мкг/л нитратов. С глубиной их концентрация увеличивается, причем содержание нитритов достигает максимума на горизонтах 25—50 м, а количество нитратов здесь резко увеличивается, но наибольшие величины этих веществ отмечаются на горизонтах 800—1000 м, откуда они медленно уменьшаются ко дну. Для вертикального распределения фосфатов характерно увеличение их содержания с глубиной, особенно заметное с горизонтов 50—60 м, а максимальная концентрация этих веществ наблюдается в придонных слоях. В общем количество растворенных в водах моря нитритов, нитратов и фосфатов увеличивается с севера на юг, что связано главным образом с подъемом глубинных вод. Местные особенности гидрологических и биологических условий (циркуляция вод, приливы, степень развития организмов и т. п.) формируют региональные гидрохимические черты Охотского моря.

Хозяйственное использование. Народнохозяйственное значение Охотского моря определяется использованием его природных ресурсов и морскими транспортными перевозками. Главное богатство этого моря — это промысловые животные, прежде всего рыба. Здесь добывается главным образом ее наиболее ценные виды — лососевые (кета, горбуша, нерка, кижуч, чавыча) и их икра. В настоящее время запасы лососевых уменьшились, поэтому снизилась их добыча. Лов этой рыбы лимитирован. Кроме того, в море в ограниченных количествах вылавливается сельдь, треска, камбала и другие виды морской рыбы. Охотское море — главный район крабового промысла. В море ведется

добыча кальмаров. На Шантарских островах сосредоточено одно из крупных стад морских котиков, добыча которых строго регламентирована.

Морские транспортные линии связывают Охотские порты Магадан, Нагаево, Аян, Охотск с другими советскими и зарубежными портами. Сюда поступают различные грузы из разных районов Советского Союза и зарубежных стран.

В значительной мере изученное Охотское море все же нуждается в решении разных природных проблем. По их гидрологическим аспектам существенно важное место занимают исследования водообмена моря с Тихим океаном, общей циркуляции, в том числе вертикальных движений вод, их тонкой структуры и вихреобразных движений, ледовых условий, в особенности в прогностическом направлении сроков льдообразования, направления дрейфа льдов и т. п. Решение этих и других проблем будет способствовать дальнейшему освоению Охотского моря.

## Японское море

Основные физико-географические черты. Крайнее южное из советских дальневосточных морей — Японское — лежит между материком Азии и полуостровом Корея, островами Сахалин и Японскими, отделяющими его от других тихоокеанских морей и самого океана. В Японском море преобладают естественные рубежи, но в отдельных районах оно ограничено условными линиями (рис. 42). На севере граница между Японским и Охотским морями проходит по линии м. Сущева — м. Тык на Сахалине. В проливе Лаперуза границей служит линия м. Крильон — м. Соя. В Сангарском проливе граница идет по линии м. Сирия — м. Эсан, а в Корейском проливе по линии м. Номо (о. Кюсю) — м. Фукаэ (о. Гото) — о. Чечжудо — Корейский полуостров. В этих границах море заключено между параллелями  $51^{\circ}45'$  и  $34^{\circ}26'$  с. ш. и меридианами  $127^{\circ}20'$  и  $142^{\circ}15'$  в. д. Для конфигурации Японского моря характерна большая протяженность по меридиану, расширение в центральной и южной частях и суженность на севере.

Уступая по размерам Берингову и Охотскому, Японское море относится к наиболее крупным и глубоким морям нашей страны. Его площадь равна 1062 тыс. км<sup>2</sup>, объем 1630 тыс. км<sup>3</sup>, средняя глубина 1535 м, наибольшая глубина 3699 м. Географическое положение и преимущественно большие глубины указывают на принадлежность Японского моря к окраинным океаническим морям.

Крупных островов в Японском море нет. Из мелких наиболее значительны острова: Монерон, Ребун, Рисири, Окусири, Осима, Садо, Окиосима, Уллындо, Аскольд, Русский, Путятин. В Корейском проливе расположены острова Цусима. Все острова, кроме Уллындо, находятся вблизи берегов. Большинство островов находится в восточной части моря.

Береговая линия Японского моря сравнительно слабо изрезана и не образует заливов и бухт, глубоко вдающихся в сушу, а также мысов, далеко выступающих в море. Наиболее просто по очертаниям побережье Сахалина, более извилисты берега Приморья и Японских островов. К крупным заливам материкового берега относятся: Советская Гавань, Владимира, Ольги, Петра Великого, Посьета, Восточно-Корейский; на о. Хоккайдо — Исикари, на о. Хонсю — Тояма и Вакаса. Самые заметные мысы — Лазарева, Песчаный, Поворотный, Громова, Погиби, Тык, Корсакова, Крильон, Соя, Носяппу, Таппи, Ньюда и некоторые другие.

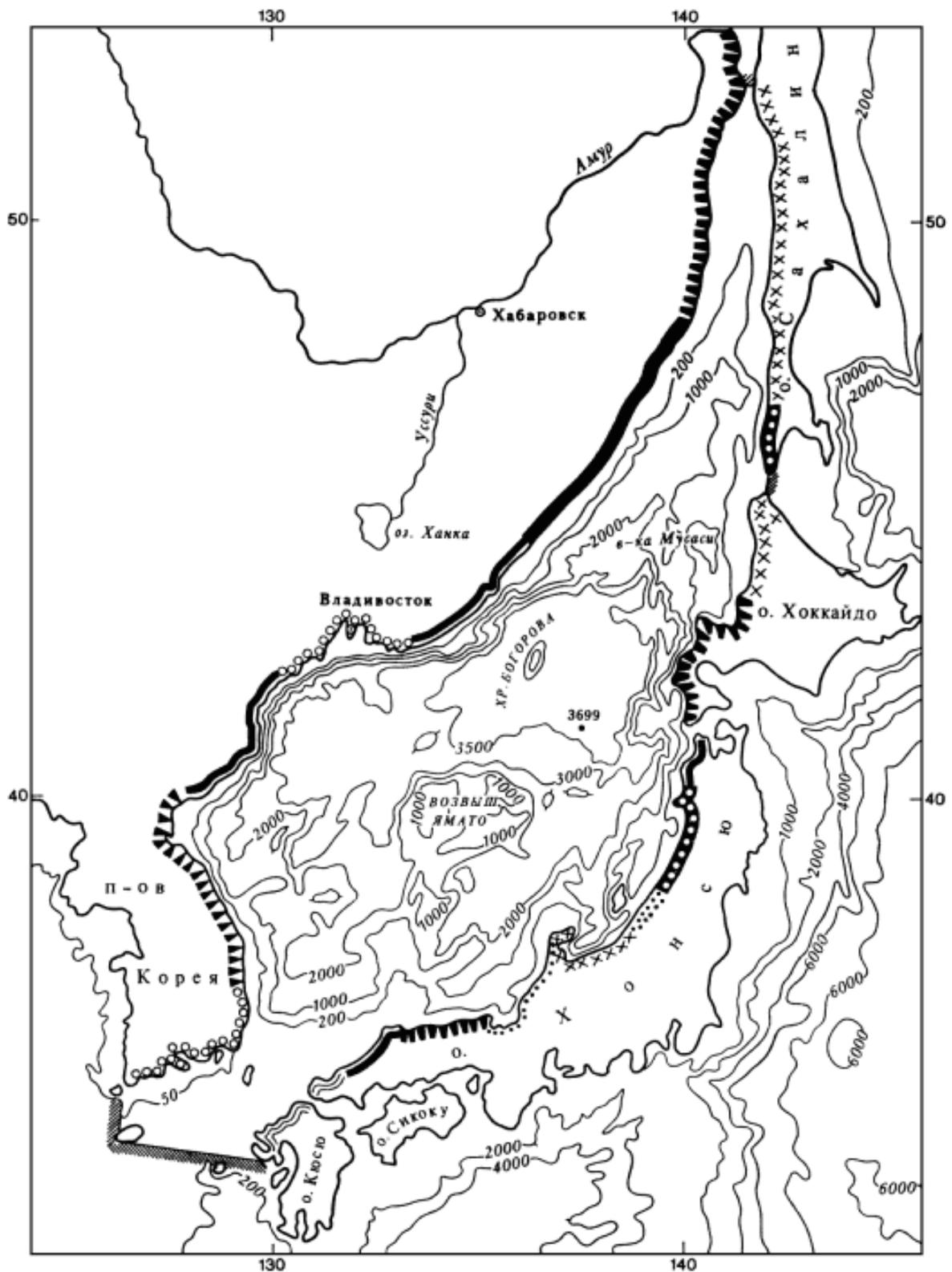


Рис. 42. Типы берегов и рельеф дна Японского моря. Усл. обозначения см. рис. 1

Береговую черту пререзают проливы, которые соединяют Японское море с Тихим океаном, Охотским и Восточно-Китайским морями. Проливы различны по длине, ширине и главной глубине, что определяет характер водообмена Японского моря с соседними бассейнами. Через Сангарский пролив Японское море сообщается непосредственно с Тихим океаном. Глубина пролива в западной части около 130 м, в восточной, где находятся его максимальные глубины — около 400 м. Пролив Невельского соединяет

Японское и Охотское моря. Корейский пролив, разделенный островами Кочжедо, Цусима и Ики на западную (проход Броутона с наибольшей глубиной примерно 12,6 м) и восточную (проход Крузенштерна с наибольшей глубиной около 110 м), связывает Японское и Восточно-Китайское море. Пролив Симоносеки с глубинами порядка 2—3 м соединяет Японское и Внутреннее Японское моря. Столь малые глубины проливов при больших глубинах самого моря создают условия его морфометрической изоляции от Тихого океана и сопредельных морей, что представляет собой важнейшую природную особенность Японского моря.

Разнообразное по строению и внешним формам побережье Японского моря на разных участках относится к различным морфометрическим типам берегов. Из рис. 42 видно, что здесь преобладают абразионные, в основном мало измененные морем берега, хотя заметное протяжение имеют и берега; измененные деятельностью моря. В меньшей степени Японскому морю свойственны аккумулятивные берега. Это море окружают преимущественно гористые берега. Местами из воды поднимаются одиночные скалы (кекуры), характерные образования побережья. Низменные берега встречаются лишь на отдельных участках побережья.

Сложно и разнообразно распределение глубин в Японском море. По характеру рельефа дна оно подразделяется на три части: северную — к северу от 44° с. ш., центральную — между 40 и 44° с. ш. и южную — к югу от 40° с. ш.

Северная часть моря представляет собой как бы широкий желоб, постепенно суживающийся к северу. Дно его в направлении с севера на юг образует три ступени, которые отделяются одна от другой четко выраженными уступами. Северная ступень находится на глубине 900—1400 м, средняя на глубинах 1700—2000 м, а южная на глубине 2300—2600 м, поверхности ступеней слегка наклонны к югу. Переход от ступени к ступени резко усложняет рельеф дна.

Прибрежная отмель Приморья в северной части моря имеет ширину от 10 до 25 миль, край отмели располагается примерно на глубине около 200 м. Поверхности северной и средней ступеней центрального желоба более или менее выровнены. Рельеф же южной ступени значительно осложнен большим количеством расположенных здесь отдельных поднятий — до 500 м над поверхностью дна. Здесь же, на краю южной ступени, на широте 44° расположена обширная возвышенность Витязя с минимальной глубиной над ней 1086 м. Южная ступень северной части Японского моря крутым уступом обрывается ко дну центральной котловины. Крутизна уступа в среднем равна 10—12°, местами 25—30°, а высота равна примерно 800—900 м.

Центральная часть моря представляет собой глубокую замкнутую котловину, слегка вытянутую в восточно-северо-восточном направлении. С запада, севера и востока она ограничена крутыми уступами уходящих под уровень моря склонов горных сооружений Приморья, Кореи, островов Хоккайдо и Хонсю, а с юга — склонами подводной возвышенности Ямато.

Для центральной части моря характерно очень слабое развитие прибрежных отмелей. Относительно широкая отмель наблюдается только в районе южного Приморья. Край отмели в центральной части моря на всем протяжении выражен очень четко. Дно котловины, расположенное на глубинах около 3500 м, в отличие от сложно расчлененных окружающих склонов, совершенно выровнено. На поверхности этой равнины отмечаются отдельные возвышенности. Примерно в центре котловины находится вытянутый с севера на юг подводный хребет высотой до 2300 м. Южная часть моря отличается очень сложным рельефом, так как в этом районе находятся окончания крупных горных систем: Курило-Камчатской, Японской и Рюкю. Центральное место здесь занимает обширная подводная возвышенность Ямато, представляющая собой два вытянутых в восточно-северо-восточном направлении хребта с расположенной между ними замкнутой котловиной. С юга к возвышенности Ямато примыкает широкий подводный хребет, протягивающийся в близком к меридиональному направлении от островов Оки.

Во многих районах южной части моря строение подводного склона осложнено наличием подводных хребтов. На подводном склоне Кореи между хребтами прослеживаются широкие подводные долины. Материковая отмель около Кореи почти на всем протяжении узкая, ширина ее не превышает 10 миль. В районе Корейского пролива отмели Кореи и Хонсю смыкаются и образуют мелководье с глубинами не более 150 м.

Японское море целиком лежит в зоне муссонного климата умеренных широт. В этом море названный тип климата проявляется наиболее ярко. Однако под воздействием различных физико-географических факторов, например большого меридионального и малого широтного простирания моря, соседства холодного Охотского моря на севере и теплого Тихого океана на юге, местных особенностей атмосферной циркуляции и т. п., формируются заметные климатические различия между разными районами моря. В частности, северная и западная части моря холоднее южной и восточной, в каждой из них складывается определенный характер погоды.

Синоптические условия над морем и связанные с ними метеорологические показатели определяют основные центры действия атмосферы, расположение и взаимодействие которых изменяются от сезона к сезону. В холодное время года (с октября по март) море испытывает влияние Сибирского антициклона и Алеутского минимума, что создает значительные горизонтальные градиенты давления. В связи с этим над морем господствуют сильные северо-западные ветры со скоростями 12—15 м/с и больше. Местные условия изменяют ветровую обстановку. В одних районах под влиянием рельефа берегов отмечается большая повторяемость северных ветров, в других нередко наблюдаются штили. На юго-восточном побережье правильность муссона нарушается, здесь преобладают западные и северо-западные ветры.

В течение холодного сезона на Японское море выходят континентальные циклоны. Они вызывают сильные штормы, а порой и жестокие ураганы, которые продолжаются по 2—3 суток. В начале осени (сентябрь — октябрь) над морем проносятся тропические циклоны — тайфуны, сопровождающиеся ураганными ветрами. Зимний муссон приносит на Японское море сухой и холодный воздух, температура которого увеличивается с юга на север и с запада на восток. В самые холодные месяцы (январь или февраль) среднемесячная температура воздуха на севере равна около  $-20^{\circ}$ , а на юге примерно  $5^{\circ}$ , хотя нередко наблюдаются значительные отклонения от этих величин. В холодные сезоны держится сухая и ясная погода в северо-западной части моря, влажная и пасмурная — на его юго-востоке.

В теплые сезоны на Японское море распространяется воздействие Гавайского максимума и в меньшей степени депрессии, образующейся летом над Восточной Сибирью. В связи с этим над морем преобладают южные и юго-западные ветры. Однако градиенты давления между областями высокого и низкого давления сравнительно невелики, поэтому скорость ветра в среднем равна 2—7 м/с. Значительное усиление ветра связано с выходом на море океанических, реже континентальных циклонов. Летом и в начале осени (июль — октябрь) над морем увеличивается количество (с максимумом в августе — сентябре) тайфунов, которые вызывают ураганные ветры. Помимо летнего муссона, сильных и ураганных ветров, связанных с прохождением циклонов и тайфунов, в разных районах моря наблюдаются ветры местного происхождения. Они в основном обусловлены особенностями орографии берегов и наиболее ощутимы в прибрежной зоне.

Летний муссон приносит с собой теплый и влажный воздух. Среднемесячная температура самого теплого месяца (августа) в северной части моря равна примерно  $15^{\circ}$ , а в южных районах около  $25^{\circ}$ . В северо-западной части моря наблюдаются значительные похолодания при заторах холодного воздуха, приносимого континентальными циклонами. В весенне-летнее время преобладает облачная погода с частыми туманами. Муссонный тип климата со всеми его особенностями (смена ветров, характер погоды и т. п.) — существенно важная природная черта Японского моря.

Другая отличительная особенность этого моря — сравнительно небольшое число впадающих в него рек. Наиболее крупные из них Рудная, Самарга, Партизанская, Тумнин. Почти все они имеют горный характер. Материковый сток в Японское море равен примерно  $210 \text{ км}^3/\text{год}$  и он довольно равномерно распределен по месяцам. Лишь в июле наблюдается небольшое увеличение речного стока.

Своеобразие географического положения, очертаний и котловины моря, отделенной от Тихого океана и сопредельных морей высокими порогами в проливах, ярко выраженные муссоны, водообмен через проливы только в верхних слоях — главные факторы формирования гидрологических условий Японского моря.

Расположенное в умеренных широтах Японское море получает большое количество тепла от солнечной радиации. Однако суммарный расход тепла на эффективное излучение и на испарение превышают поступление солнечного тепла. Следовательно, в результате процессов, протекающих на поверхности раздела вода — воздух, море ежегодно теряет тепло. Оно восполняется за счет тепла, приносимого тихоокеанскими водами, поступающими через проливы в море, поэтому в среднем многолетнем значении море находится в состоянии теплового равновесия. Это свидетельствует об очень важной роли внутриводного теплообмена, главным образом притока тепла извне, в тепловом балансе Японского моря.

Существенный природный фактор — водный баланс моря — складывается из обмена водами через проливы, поступления атмосферных осадков на морскую поверхность и испарения с нее. Основной приток вод в Японское море происходит через Корейский пролив — около 97% от общего годового количества поступающей воды. Наибольший сток воды осуществляется через Сангарский пролив — 64% общего расхода; через проливы Лаперуза, Невельского и Корейский вытекает 34%. На долю пресных составляющих водного баланса (материковый сток, осадки и испарение) остается всего около 1%. Таким образом, главную роль в водном балансе моря играет водообмен через проливы. В холодное время года (с октября по апрель) расход воды превышает приход, а с мая по сентябрь — наоборот. Отрицательная величина водного баланса в холодное время вызывается ослаблением поступления тихоокеанских вод через Корейский пролив, а также увеличением стока через проливы Лаперуза и Сангарский.

Гидрологическая характеристика. Воздействие отмеченных факторов обуславливает распределение температуры, солености и плотности воды во времени и в пространстве, структуру и циркуляцию вод Японского моря.

Особенности распределения температуры воды в море формируются под воздействием теплообмена с атмосферой (этот фактор преобладает в северных и северо-западных районах) и циркуляции вод, что превалирует в южной и юго-восточной части моря. В общем температура воды на поверхности моря повышается от северо-запада к юго-востоку, при этом каждый сезон имеет свои отличительные черты.

Зимой температура воды на поверхности от близких к  $0^\circ$  отрицательных величин на севере и северо-западе повышается до  $10\text{—}14^\circ$  на юге и юго-востоке (рис. 43). Для этого сезона характерен хорошо выраженный контраст температуры воды между западной и восточной частями моря, причем на юге он проявляется слабее, чем на севере и в центре моря. Так, на широте залива Петра Великого температура воды на западе близка к  $0^\circ$ , а на востоке она достигает  $5\text{—}6^\circ$ . Это объясняется, в частности, продвижением теплых вод с юга на север по восточной окраине моря.

Весенний прогрев влечет за собой довольно быстрое повышение поверхностной температуры воды по всему морю. В это время начинается сглаживание температурных различий между западной и восточной частями моря. Летом температура воды на поверхности повышается от  $18\text{—}20^\circ$  на севере до  $25\text{—}27^\circ$  на юге моря. Изменения температуры по широте сравнительно невелики. У западных берегов температура воды на поверхности на  $1\text{—}2^\circ$  ниже, чем у восточных, где теплые воды распространяются с юга на север.

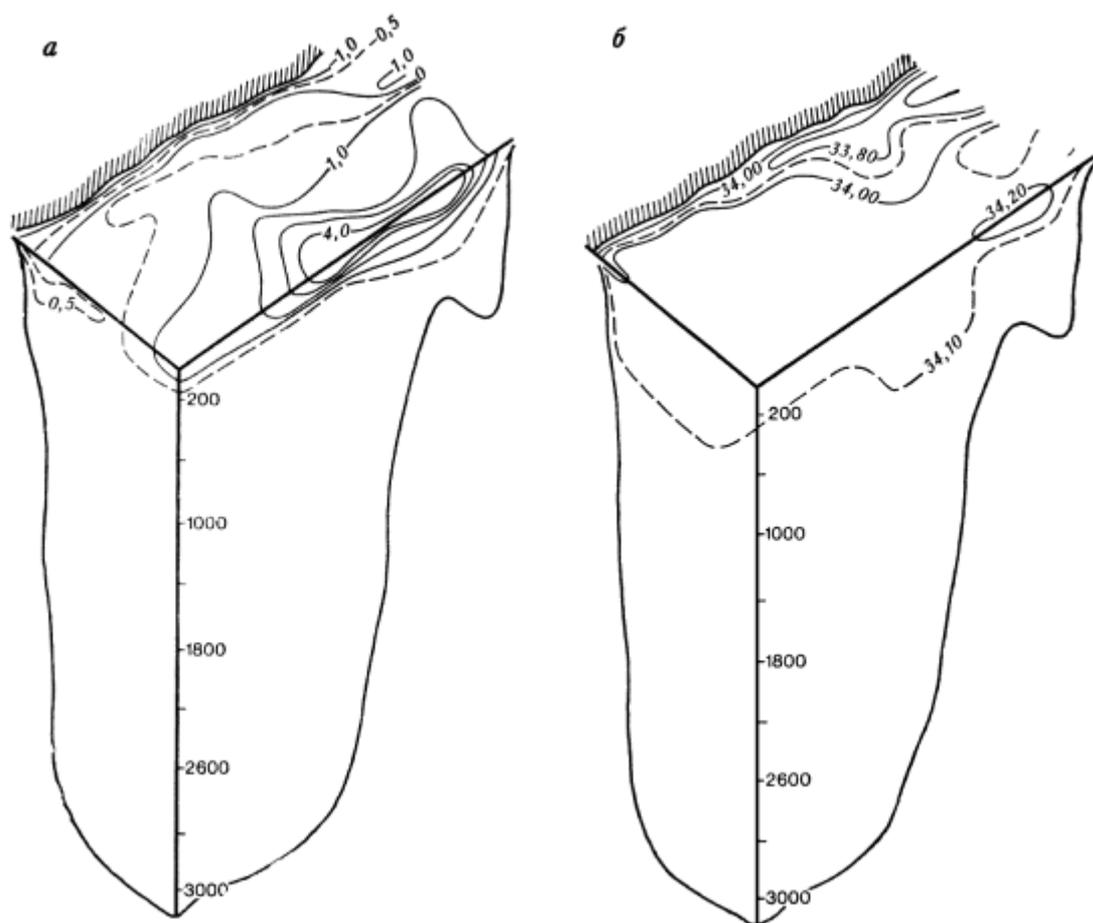


Рис. 43. Распределение температуры (а) и солёности (б) на поверхности и по глубине в Японском море

Вертикальное распределение температуры неодинаково в разные сезоны в разных районах Японского моря. Зимой в северных и северо-западных районах моря температура воды лишь незначительно изменяется от поверхности до дна. Ее значения близки к  $0,2—0,4^{\circ}$ . В центральной, особенно южной и юго-восточной частях моря изменение температуры воды с глубиной выражено более заметно. В общем поверхностная температура, равная  $8—10^{\circ}$ , сохраняется до горизонтов  $100—150$  м, от которых она плавно понижается с глубиной примерно до  $2—4^{\circ}$  на горизонтах  $200—250$  м, далее она понижается очень медленно до  $1,0—1,5^{\circ}$  на горизонтах  $400—500$  м, глубже температура, несколько понижаясь (до величины менее  $1^{\circ}$ ), остается примерно одинаковой до дна.

Весенний прогрев начинает создавать различия величин температуры по вертикали в верхних слоях, которые с течением времени становятся более резкими. Летом на севере и северо-западе моря высокая поверхностная температура ( $18—20^{\circ}$ ) наблюдается в слое  $0—10—15$  м, отсюда она резко понижается с глубиной, достигая  $4^{\circ}$  на горизонте  $50$  м, далее ее понижение идет очень медленно до горизонта  $250$  м, где она равна примерно  $1^{\circ}$ , глубже и до дна температура не превышает величины  $1^{\circ}$ .

В центральной и южной частях моря температура довольно плавно понижается с глубиной и на горизонте  $200$  м равна примерно  $6^{\circ}$ , отсюда она понижается несколько круче и на горизонтах  $250—260$  м достигает величин  $1,5—2,0^{\circ}$ , далее ее понижение происходит медленно и на горизонтах  $750—1500$  м, в некоторых районах на горизонтах  $1000—1500$  м, она достигает минимума, равного  $0,04—0,14^{\circ}$ , отсюда температура повышается ко дну до величин  $0,28—0,26^{\circ}$ , а иногда и до  $0,33^{\circ}$ . Образование промежуточного слоя минимальных величин температуры предположительно связывают с погружением охлажденных в суровые зимы вод северо-западной части моря. Этот слой довольно устойчив и наблюдается круглый год.

Средняя соленость Японского моря, равная примерно 34,09‰, несколько ниже аналогичной величины в Мировом океане, что связано с изоляцией глубинных вод моря от Тихого океана. Под влиянием поверхностного водообмена с сопредельными морями и Тихим океаном, осадков, льдообразования и таяния льда, притока материковых вод и других факторов складываются определенные черты распределения солености по сезонам в различных районах моря.

Зимой наибольшая соленость поверхностного слоя (примерно 34,5‰) наблюдается на юге, что объясняется преобладанием здесь испарения над осадками (см. рис. 43, б). Наименьшая соленость на поверхности (около 33,8‰) отмечается вдоль юго-восточных и юго-западных берегов моря, где некоторое опреснение вызвано обильными осадками. На большей части моря соленость изменяется от 34,08 до 34,10‰. В весеннее время на севере и северо-западе опреснение поверхностных вод вызвано таянием льда, а в других районах оно связано с увеличением осадков. Сравнительно высокой (34,60—34,70‰) соленость остается на юге, где в это время усиливается приток более соленых вод через Корейский пролив.

Летом средняя соленость на поверхности изменяется от 31,5‰ на севере Татарского пролива до 34,5‰ у берегов о. Хонсю, где в это время испарение преобладает над осадками. В центральных и южных районах моря осадки значительно превышают испарение, что вызывает здесь опреснение поверхностных вод. К осени количество осадков уменьшается, море начинает охлаждаться, в связи с этим соленость на поверхности увеличивается. С течением времени наступает зимнее распределение солености.

Вертикальный ход солености характеризуется в общем сравнительно небольшими, но разными от сезона к сезону и от места к месту изменениями ее величин по глубине. Зимой на большей части моря наблюдается однородная соленость от поверхности до дна, равная примерно 34,08—34,10‰ (см. рис. 43, б). Только в прибрежных водах прослеживается слабо выраженный минимум солености в поверхностных горизонтах, ниже которого соленость несколько повышается и далее остается практически одинаковой до дна. В это время года изменение солености по вертикали на большей части моря не превышает 0,6—0,7‰, а в его центральной части не достигает 0,1‰.

Весеннее и дальнейшее опреснение поверхностных вод начинает формировать основные черты летнего распределения солености по вертикали. Летом минимальная соленость отмечается на поверхности в результате заметного опреснения поверхностных вод. В подповерхностных слоях соленость увеличивается с глубиной, причем создаются заметные вертикальные градиенты солености, равные примерно 0,03‰ на севере и на юге и около 0,01‰ в центральной части моря. Максимум солености в это время встречается на горизонтах 50—100 м в северных и южных районах и на горизонтах 500—1500 м в южных. Ниже упомянутых слоев соленость несколько уменьшается и почти не изменяется до дна, оставаясь в пределах 33,93—34,13‰. Летом соленость глубинных вод на 0,1‰ ниже, чем зимой. Увеличением поверхностной солености осенью начинается переход к зимнему распределению солености по вертикали.

Плотность воды Японского моря зависит в основном от температуры. Наиболее высокая плотность зимой, а самая низкая — летом. В северо-западной части моря плотность всегда выше, чем в южной и юго-восточной. Зимой плотность на поверхности довольно однородна по всему морю, особенно в его северо-западной части. В юго-восточных районах эта однородность уменьшается с севера на юг. Весной однородность величин поверхностной плотности нарушается в связи с разным прогревом верхнего слоя воды. Летом наиболее велики горизонтальные различия величия поверхностной плотности. Они особенно значительны в области смешения вод с разными характеристиками. Вертикальное распределение плотности характеризуется зимой примерно одинаковыми ее значениями от поверхности до дна в северо-западной части моря. В юго-восточных районах плотность несколько повышается на горизонтах 50—100

м, глубже ее увеличение происходит очень незначительно до дна. Максимум плотности отмечается в марте.

Летом изменение плотности с глубиной выражено довольно сложно и неодинаково от места к месту. На северо-западе воды заметно переслоены по плотности. Она невелика на поверхности, резко повышается на горизонтах 50—100 м, глубже плотность увеличивается более плавно. В юго-западной части моря плотность заметно увеличивается в подповерхностных (до 50 м) слоях, на горизонтах 100—150 м она несколько однороднее, ниже плотность довольно плавно и немного увеличивается до дна. Этот переход происходит на горизонтах 150—200 м на северо-западе и на горизонтах 300—400 м на юго-востоке моря.

Осенью плотность начинает выравниваться, что означает переход к зимнему виду распределения плотности с глубиной. Весенне-летняя плотностная стратификация обуславливает довольно устойчивое состояние вод Японского моря, хотя в разных районах оно выражено в разной степени. В соответствии с этим в море создаются более или менее благоприятные предпосылки для возникновения и развития перемешивания.

Преобладание ветров сравнительно небольшой силы и даже их значительное усиление при прохождении циклонов в условиях резкой переслоенности вод на севере и северо-западе моря позволяет ветровому перемешиванию проникнуть здесь до горизонтов порядка 20 м. В менее стратифицированных водах южных и юго-западных районов ветер перемешивает верхние слои до горизонтов 25—30 м. Осенью устойчивость уменьшается, а ветры усиливаются, но в это время года толщина верхнего однородного слоя увеличивается за счет плотностного перемешивания.

Осенне-зимнее охлаждение, а на севере и льдообразование вызывают интенсивную конвекцию в Японском море. В северной и северо-западной частях моря быстрое осеннее охлаждение его поверхности развивает мощное конвективное перемешивание, которое в течение короткого времени охватывает все более и более глубокие слои. С началом льдообразования этот процесс усиливается и в декабре конвекция проникает до дна. На больших глубинах она распространяется до горизонтов 2000—3000 м, где ее ограничивает глубинная япономорская вода. В южных и юго-восточных районах моря, охлаждаемых осенью и зимой в меньшей степени, чем упомянутые части моря, конвекция распространяется в основном до горизонтов 200 м. В районах резкого изменения глубин конвекцию усиливает сползание вод по склонам, в результате которого плотностное перемешивание проникает до горизонтов 300—400 м. Ниже его ограничивает плотностная структура вод, и вентиляция придонных слоев обеспечивается сочетанием турбулентности, вертикальных движений и других динамических процессов.

Особенности распределения океанологических характеристик по площади моря и с глубиной, хорошо развитое перемешивание, приток поверхностных вод из сопредельных бассейнов и изоляция от них глубинных морских вод формируют основные черты гидрологической структуры Японского моря. Вся толща его вод разделяется на две зоны: поверхностную (до глубины в среднем 200 м) и глубинную (от 200 м до дна). Воды глубинной зоны характеризуются относительно однородными физическими свойствами во всей их массе в течение года. Вода поверхностной зоны под влиянием климатических и гидрологических факторов изменяет свои характеристики во времени и пространстве гораздо интенсивнее.

В Японском море выделяются три водные массы: две в поверхностной зоне — поверхностная тихоокеанская, характерная для юго-восточной части моря, и поверхностная япономорская, свойственная северо-западной части моря, и одна в глубинной зоне — глубинная япономорская водная масса. По своему происхождению эти водные массы представляют собой результат трансформации поступающих в море тихоокеанских вод.

Поверхностная тихоокеанская водная масса формируется в основном под влиянием Цусимского течения, наибольший объем она имеет на юге и юго-востоке моря. По мере

продвижения на север ее толщина и площадь распространения постепенно уменьшаются и примерно в районе 48° с. ш. вследствие резкого уменьшения глубин она выклинивается на мелководье. Зимой, когда Цусимское течение ослабевает, северная граница тихоокеанских вод располагается примерно на 46—47° с. ш.

Поверхностная тихоокеанская вода характеризуется высокими значениями температуры (около 15—20°) и солёности (34,0—35,5‰). В рассматриваемой водной массе выделяется несколько слоев, гидрологические характеристики которых и толщина меняются в течение года. Поверхностный слой, где температура в течение года меняется от 10 до 25°, а солёность от 33,5 до 34,5‰. Толщина поверхностного слоя меняется от 10 до 100 м. Верхний промежуточный слой, толщина которого на протяжении года изменяется от 50 до 150 м. В нем отмечаются значительные градиенты температуры, солёности и плотности. Нижний слой толщиной от 100 до 150 м. В течение года изменяются глубина залегания, границы его распространения, температура от 4 до 12°, солёность от 34,0 до 34,2‰. Нижний промежуточный слой с очень незначительными вертикальными градиентами температуры, солёности и плотности. Он отделяет поверхностную тихоокеанскую водную массу от глубинной япономорской.

По мере продвижения на север тихоокеанская вода постепенно изменяет свои характеристики под влиянием климатических факторов и вследствие перемешивания ее с подстилающей глубинной япономорской водой. В результате охлаждения и распреснения тихоокеанской воды на широтах 46—48° с. ш. формируется поверхностная япономорская водная масса. Она характеризуется относительно низкими величинами температуры (в среднем около 5—8°) и солёности (32,5—33,5‰). Вся толща этой водной массы делится на три слоя; поверхностный, промежуточный и глубинный. Как и в тихоокеанской, в поверхностной япономорской воде наибольшие изменения гидрологических характеристик происходят в поверхностном слое. Температура здесь в течение года меняется от 0 до 21°, солёность от 32,0—34,0‰, а толщина слоя от 10 до 150 м и более. В промежуточном и глубинном слоях сезонные изменения гидрологических характеристик незначительны. Зимой поверхностная япономорская вода занимает большую площадь, чем летом, вследствие интенсивного поступления в море в это время тихоокеанских вод.

Глубинная япономорская вода образуется в результате трансформации поверхностных вод, опускающихся на глубины вследствие процесса зимней конвекции за счет общей циклонической циркуляции. Изменения характеристик глубинной япономорской воды по вертикали крайне малы. Основная масса этих вод имеет зимой температуру 0,1—0,2°, летом 0,3—0,5°; солёность в течение года 34,10—34,15‰.

Характер циркуляции вод моря определяется не только влиянием ветров, действующих непосредственно над морем, но и циркуляцией атмосферы над северной частью Тихого океана, так как от этой циркуляции зависит усиление или ослабление притока тихоокеанских вод (рис. 44). В летнее время юго-восточный муссон способствует усилению циркуляции вод моря вследствие поступления большого количества воды. Зимой устойчивый северо-западный муссон препятствует поступлению вод в море через Корейский пролив, вызывая ослабление циркуляции вод. Большое влияние на циркуляцию вод моря оказывает также влияние рельефа дна.

Через Корейский пролив в Японское море поступают воды западной ветви Курисио и широким потоком распространяются на северо-восток вдоль Японских островов. Этот поток носит название Цусимского течения. В результате влияния рельефа дна, в частности возвышенности Ямато, в центральной части моря происходит разделение потока тихоокеанских вод на две ветви и образование зоны дивергенции, особенно хорошо выраженной в летнее время. В этой зоне происходит подъем глубинных вод. Обогнув возвышенности, обе ветви соединяются в районе, расположенном на северо-запад от полуострова Ното.

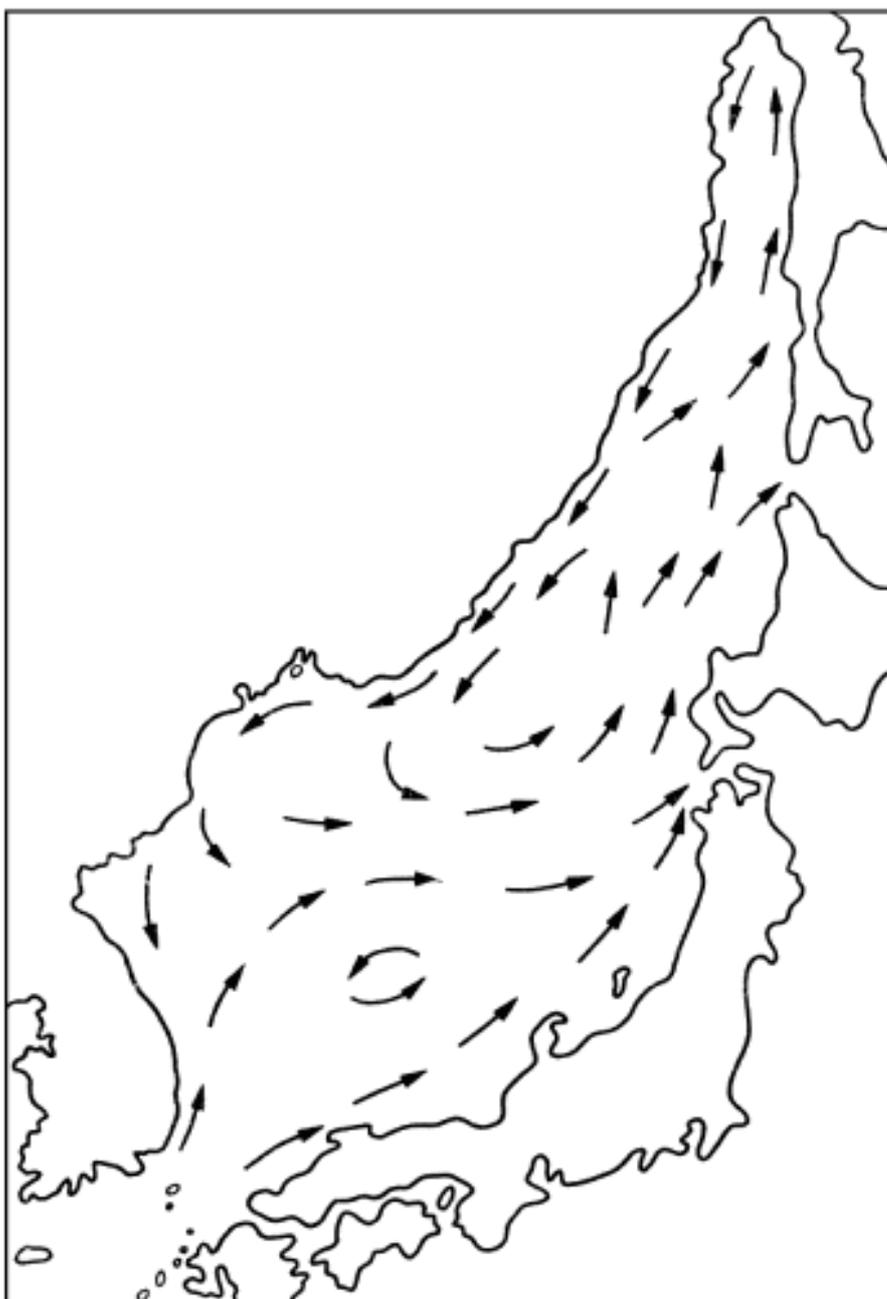


Рис. 44. Течения на поверхности Японского моря

На широте  $38\text{--}39^\circ$  от северной ветви Цусимского течения отделяется небольшой поток на запад, в район Корейского залива и переходит в противотечение вдоль берегов Кореи. Вынос основной массы тихоокеанских вод из Японского моря происходит через проливы Лаперуза и Сангарский, часть же вод, достигнув Татарского пролива, дает начало холодному Приморскому течению,двигающемуся на юг. Южнее залива Петра Великого Приморское течение поворачивает на восток и сливается с северной ветвью Цусимского течения. Незначительная часть вод продолжает двигаться на юг до Корейского залива, где вливается в противотечение, образуемое водами Цусимского течения. Таким образом, двигаясь вдоль Японских островов с юга на север, вдоль берегов Приморья с севера на юг, воды Японского моря образуют циклонический круговорот с центром в северо-западной части моря. В центре круговорота также возможен подъем вод.

В Японском море выделяются две области фронтальных разделов. Основной полярный фронт образован теплыми и солеными водами Цусимского течения и холодными менее солеными водами Приморского течения. Второй фронт образуется водами Приморского

течения и прибрежными водами, которые летом имеют более высокую температуру и низкую соленость, чем воды Приморского течения. В зимнее время полярный фронт проходит несколько южнее параллели  $40^{\circ}$  с. ш., а у Японских островов фронт идет почти параллельно им до северной оконечности о. Хоккайдо. Летом фронт располагается примерно также, несколько смещаясь к югу, а у берегов Японии — к западу. Второй фронт располагается вблизи берегов Приморья, проходя параллельно им.

Приливы в Японском море выражены вполне отчетливо. Их создает главным образом тихоокеанская приливная волна. Она поступает в море в основном через Корейский и Сангарский проливы, распространяется до северных окраин моря и в сочетании с собственным приливом определяет здесь главные особенности этого явления. В этом море наблюдаются полусуточные, суточные и смешанные приливы. В Корейском проливе и на севере Татарского — полусуточные приливы, на восточном берегу Кореи, на побережьях Приморья, островов Хонсю и Хоккайдо — суточные, в заливах Петра Великого и Корейском — смешанные.

Характеру прилива соответствуют приливные течения и колебания уровня. В открытых районах моря в основном проявляются полусуточные приливные течения со скоростями 10—25 см/с. Более сложны приливные течения в проливах, где они имеют и весьма значительные скорости. Так, в Сангарском проливе скорости приливных течений достигают 100—200 см/с, в проливе Лаперуза — 50—100 см/с, в Корейском — 40—60 см/с.

Приливные колебания уровня в разных частях моря далеко не одинаковы. Наибольшие колебания уровня отмечаются в крайних южных и северных районах моря. У южного входа в Корейский пролив величина прилива достигает 3 м. По мере продвижения на север она быстро уменьшается и уже у Пусана не превышает 1,5 м. В средней части моря приливы невелики. Вдоль восточных берегов Кореи и Советского Приморья до входа в Татарский пролив они не больше 0,5 м. Такой же величины приливы у западных берегов Хонсю, Хоккайдо и юго-западного Сахалина. В Татарском проливе величина приливов 2,3—2,8 м. Возрастание величин приливов в северной части Татарского пролива обуславливается ее воронкообразной формой.

Кроме приливных в Японском море прослеживаются и другие виды колебания уровня. В частности, здесь хорошо выражены его сезонные колебания. Они относятся к муссонному типу, так как уровень испытывает сезонные изменения одновременные в течение года по всей акватории моря. Летом (август—сентябрь) отмечается максимальный подъем уровня на всех берегах моря, зимой и в начале весны (январь—апрель) наблюдается минимальное положение уровня.

В Японском море наблюдаются сгонно-нагонные колебания уровня. Во время зимнего муссона у западных берегов Японии уровень может повышаться на 20—25 см, а у материкового берега — понижаться на такую же величину. Летом, напротив, у побережья Северной Кореи и Приморья уровень повышается на 20—25 см, а у Японских берегов на столько же понижается.

Сильные ветры, вызванные прохождением циклонов и особенно тайфунов над морем, развивают весьма значительное волнение, тогда как муссоны вызывают менее сильное волнение. В северо-западной части моря в осенне-зимнее время преобладает северо-западное волнение, а весной и летом — восточных направлений. Чаще всего наблюдается волнение силой 1—3 балла, повторяемость которого за год изменяется от 60 до 80%. Зимой преобладает сильное волнение (6 баллов и более), повторяемость которого составляет около 10%. В юго-восточной части моря благодаря устойчивому северо-западному муссону в зимнее время развивается волнение с северо-запада и севера. Летом преобладает слабое, чаще всего юго-западное волнение. Наиболее крупные волны имеют высоту 8—10 м, а при тайфунах максимальные волны достигают высоты 12 м. В Японском море отмечались гигантские волны цунами.

Северная и северо-западная части моря, прилегающие к материковому берегу, ежегодно на 4—5 месяцев покрываются льдом, площадь которого занимает около четверти пространства всего моря. Появление льда в Японском море возможно уже в октябре, а последний лед задерживается на севере иногда до середины июня. Таким образом, полностью свободным ото льда море бывает только в течение летних месяцев — июля, августа и сентября.

Первый лед в море образуется в закрытых бухтах и заливах материкового берега, например в бухте Советская Гавань, заливах Де-Кастри и Ольга. В октябре—ноябре ледяной покров в основном развивается в пределах бухт и заливов, а с конца ноября — начала декабря лед начинает образовываться в открытом море. В конце декабря льдообразование в прибрежных и открытых районах моря распространяется до залива Петра Великого. Припай в Японском море широкого распространения не имеет. Раньше всего он образуется в заливах Де-Кастри, Советская Гавань и Ольга, в бухтах залива Петра Великого и Посет припай появляется спустя примерно месяц.

Ежегодно полностью замерзают только северные бухты материкового побережья. К югу от Советской Гавани припай в бухтах неустойчив и в течение зимы может неоднократно взламываться. В западной части моря плавучий и неподвижный лед появляется раньше, чем в восточной, дальше распространяется к югу и более устойчив, чем на тех же широтах в восточной части моря. Это объясняется тем, что западная часть моря в зимнее время находится под преобладающим воздействием холодных и сухих воздушных масс, распространяющихся с материка. На востоке моря влияние этих масс существенно ослабевает, вместе с тем возрастает роль теплых и влажных морских масс. Наибольшего развития ледяной покров достигает примерно в середине февраля. От февраля к маю на все море создаются условия, благоприятствующие таянию льда (на месте). В восточной части моря таяние льда начинается раньше и происходит интенсивнее, чем на тех же широтах на западе. Ледовитость Японского моря испытывает значительные изменения от года к году. Возможны случаи, когда ледовитость одной зимы в два раза и более превышает ледовитость другой.

Гидрохимические условия. Природные особенности Японского моря и прежде всего отчлененность глубокой части его котловины от Тихого океана формируют отличительные черты гидрохимических условий в нем. Они проявляются прежде всего в распределении кислорода и биогенных веществ по пространству моря и с глубиной. В общем море богато растворенным кислородом. В западной части его концентрация несколько больше, чем в восточной, что объясняется пониженной температурой воды и относительным богатством фитопланктоном западных районов моря. Содержание кислорода уменьшается с глубиной. Однако для Японского моря, в отличие от других морей Дальнего Востока, характерно высокое содержание кислорода (до 69% насыщения) в придонных водах и отсутствие кислородного минимума в глубинных слоях. Это связано с интенсивным вертикальным водообменом в пределах самого моря.

Содержание биогенных веществ в Японском море сравнительно невелико. В этом отношении оно уступает Берингову и Охотскому морям. Концентрация биогенов увеличивается с глубиной. Их запасы в глубинных водах сравнительно невелики, так как интенсивный вертикальный водообмен выносит биогены в верхние слои, где они быстро потребляются фитопланктоном.

Хозяйственное использование. Для Японского моря характерно высокое развитие двух отраслей народного хозяйства: рыбного с большим разнообразием объектов промысла и морского транспорта с развитой сетью перевозок. В рыбном хозяйстве сочетается лов рыбы (сардина, скумбрия, сайра и другие виды) и добыча нерыбных объектов (морские моллюски — мидии, гребешки, кальмары; водоросли — ламинария, морская капуста, анфельция). Во Владивостоке базируется китобойная флотилия «Советский Союз». Хотя она ведет промысел в Антарктике, но продукция поступает на предприятия рыбного хозяйства Владивостока. В Японском море начаты активные работы по разведению

марикультуры — наиболее перспективный метод использования морских биологических ресурсов.

На берегу Японского моря, во Владивостоке, заканчивается транссибирская магистраль. Здесь находится наиболее значительный перевалочный транспортный узел, где происходит грузообмен между железнодорожным и морским транспортом. Далее по Японскому морю грузы следуют на морских судах в разные зарубежные и советские порты, равно как они поступают из других портов в порты Японского моря: Советская Гавань, Находка, Ванино, Александровск-на-Сахалине, Холмск. Эти порты обеспечивают морские перевозки не только по Японскому морю, но и за его пределами. В последнее время порты Ванино и Холмск на Сахалине связаны морской паромной переправой, что еще более усилило транспортную роль Японского моря.

Исследования в Японском море проводятся с давних времен, поэтому оно относится к наиболее изученным морям не только Дальнего Востока, но и всей нашей страны. Тем не менее остается еще немало нерешенных проблем по всем океанологическим аспектам. В отношении гидрологических проблем наиболее существенны: изучение количественных характеристик водообмена через проливы, формирования термохалинных условий в глубоких слоях моря, вертикальных движений вод, закономерностей дрейфа льдов; разработка прогнозов прохождения тайфунов и цунами. Все это лишь примеры основных направлений, по которым проводятся и будут проводиться исследования Японского моря с целью его дальнейшего освоения.

## Литература

- Арсеньев В. С. Течения и водные массы Берингова моря. М., «Наука», 1967.
- Булгаков Н. П. Роль конвекции в механизме передачи тепла глубинных атлантических вод. — «Океанология», 1960, вып. 1.
- Булгаков Н. П. Предельная зимняя граница льдов в Дальневосточных морях. — «Океанологические исследования», 1969, сб. 13.
- Владимирцев Ю. А. Зимняя вертикальная циркуляция в Черном море. — В кн.: Вопросы географии, вып. 64. М., Географгиз, 1963.
- Водяницкий В. А. Основной водообмен и история формирования солености Черного моря. — «Труды СБС», 1948, № 6.
- Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М., «Мысль», 1965.
- Зенкевич Л. А. Биология морей СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Зубов Н. Н. Гидрологические работы морского научного института в юго-западной части Баренцева моря летом 1928 года на э/с «Персей». М., 1929.
- Зубов Н. Н. Избранные труды по океанологии. М., Воениздат, 1955.
- Иваненков В. Н. Гидрохимическая характеристика Берингова моря. М., «Наука», 1964.
- Каспийское море. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969.
- Коренистов Д. В. и др. Проблемы Аральского моря. — «Водные ресурсы», 1972, № 1.
- Косарев А. Н. Гидрология Каспийского и Аральского морей. М., Изд-во Моск. ун-та, 1975.
- Леонов А. К. Региональная океанография, ч. 1. Л., Гидрометеиздат, 1960.
- Микульский З. Водный баланс Балтийского моря. — «Водные ресурсы», 1974, № 5.
- Морошкин К. В. Водные массы Охотского моря. М., «Наука», 1966.
- Надежин В. М. Характерные особенности гидрологического режима Белого моря. — «Труды ТИНРО», 1966, вып. 17.
- Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Панов В. В., Шпайхер А. Д. Роль атлантических вод в формировании гидрометеорологического режима Арктических морей. — «Труды ААНИИ», 1963, т. 264.
- Пантюлин А. Н. Некоторые особенности структуры вод Белого моря. — В кн.: Биология Белого моря. М., Изд-во Моск. ун-та, 1975.

Серяков Е. И. Об адвекции тепла течениями в Баренцевом море. — В кн.: Советские рыбохозяйственные исследования в морях Европейского Севера. М., 1960.

Симонов А. Н. К вопросу о причинах антициклональной циркуляции вод Аральского моря. — «Метеорология и гидрология», 1954, № 2.

Симонов А. Н. Происхождение относительно высокосоленных вод западной впадины Аральского моря. — «Труды ГОИНа», 1962, № 8.

Советская Арктика. М., «Наука», 1970.

Современный и перспективный водный баланс южных морей. — «Труды ГОИНа», 1972, вып. 108.

Соскин И. М. Многолетняя изменчивость гидрологических характеристик Балтийского моря. Л., Гидрометеиздат, 1963.

Тимонов В. В. Схема общей циркуляции вод бассейна Белого моря и происхождение его глубинных вод. — «Труды ГОИНа», 1947, вып. 1(13).

Тимонов В. В. Главные особенности гидрологического режима Белого моря. — В кн.: Памяти Шокальского, ч. 2. Л., Гидрометеиздат, 1950.

Филиппов Д. М. Циркуляция и структура вод Черного моря. М., «Наука», 1968.

Цуриков А. П., Шульгина Е. Ф. Гидрохимия Азовского моря. Л., Гидрометеиздат, 1964.

Черновская Е. Н. и др. Гидрохимические характеристики Балтийского моря. Л., Гидрометеиздат, 1965.

#### Картографические пособия

Атлас океанов, изд. ВМФ, т. Тихий океан, 1974; т. Атлантический и Индийский океаны, 1977; т. Северный Ледовитый океан, 1980.