

## ГЛАВА 4. ГИДРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ

### 4.1. Обзор гидрологических условий Баренцева моря

С.В. Писарев

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

В разделе на основе более 50 работ, опубликованных в 1946–2019 гг., дается обзор современных представлений о рельефе дна, крупномасштабной циркуляции, течениях и приливах, потоках вод через границы, распределении температуры и солености, водных массах, фронтальных зонах, сезонных и межгодовых колебаниях гидрологических характеристик, стратификации и ледовых условиях Баренцева моря. Среди множества классификаций водных масс моря в обзоре предпочтение отдано самой непротиворечивой и обоснованной, предложенной В.К. Ожигиным и В.А. Ившиным в 1999 году.

**Ключевые слова:** Баренцево море, водные массы, водообмен, течения, сезонные изменения.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(13)

#### ВВЕДЕНИЕ

Баренцево море расположено в высоких широтах целиком за полярным кругом. Поэтому оно имеет, в целом, полярный морской климат, который характеризуется продолжительной зимой, коротким холодным летом, малой годовой амплитудой температуры воздуха, большой относительной влажностью [Добровольский, Залогин, 1982].

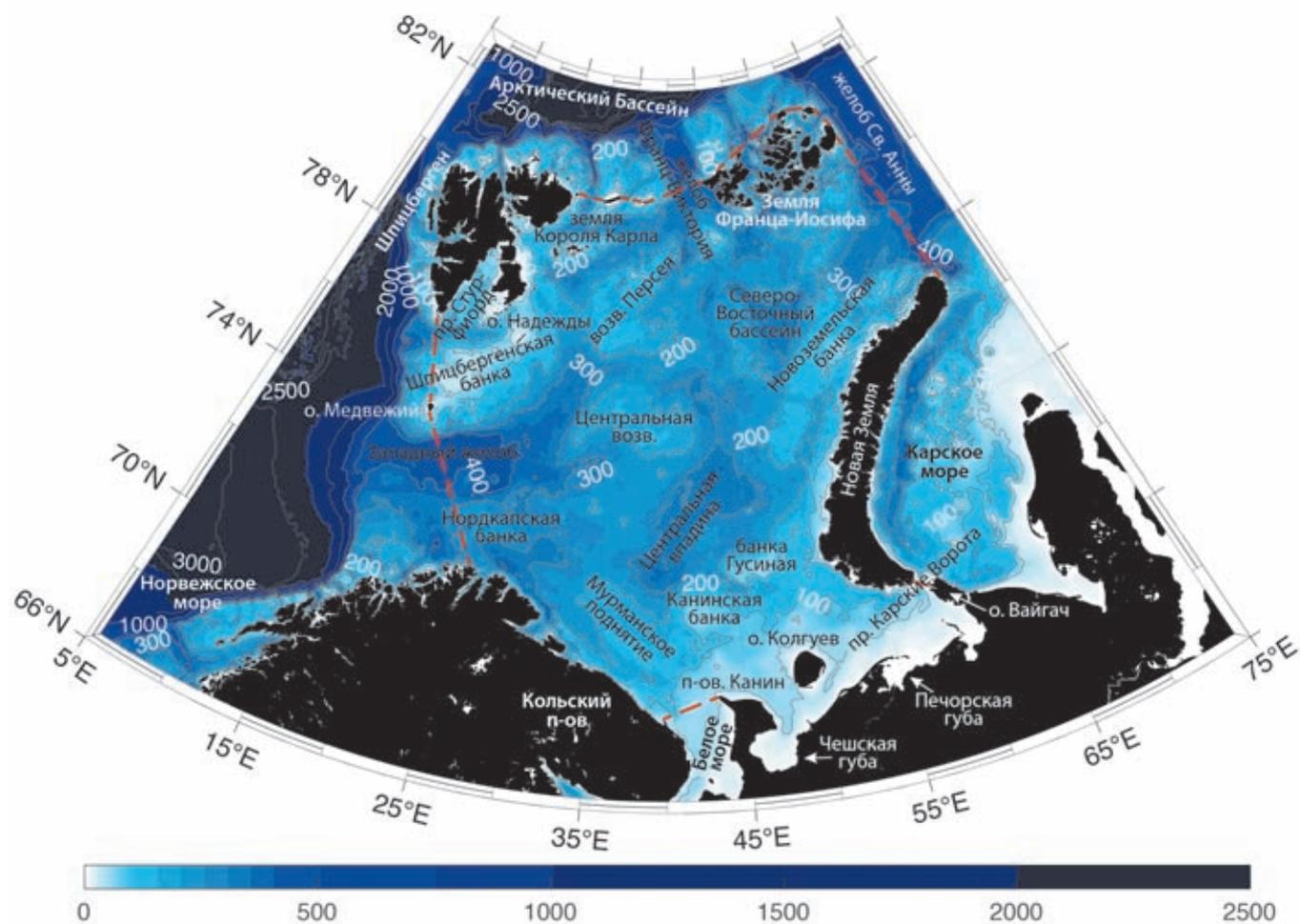
Баренцево море имеет непосредственную связь с Атлантическим океаном и Центральным Арктическим бассейном. В силу этого, Баренцево море представляет собой зону трансформации для теплых и соленых вод Атлантики на их пути в Северный Ледовитый океан (СЛО). Интенсивность этой трансформации определяет не только условия для перемешивания верхних слоев СЛО [Aagaard, Woodgate, 2001; Schauer et al., 2002], но и влияет на распределение водных масс в пределах 800–1200 м [Rudels et al., 1994; Schauer et al., 1997]. Кроме того, арктические воды СЛО, имеющие отрицательную температуру и пониженную соленость, поступающие вместе с дрейфующими льдами с севера Баренцева моря, также влияют на его гидрологические условия [Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990].

Н.Н. Зубов обоснованно считал Баренцево море классическим примером влияния рельефа дна на гидрологические процессы, протекающие в море [Зубов, 1946]. Так, например, подводные возвышенности являются естественным препятствием для распространения теплых промежуточных атлантических вод (АВ), а подводные котловины – районами «стока» соленых и плотных вод, образующихся на относительных мелководьях в результате зимней вертикальной конвекции.

Именно поэтому здесь вначале будет кратко охарактеризован подводный рельеф моря. Кроме того, далее будут рассмотрены крупномасштабная циркуляция, течения и приливы, водообмен на границах, распределение температуры и солености, водные массы, фронтальные зоны, сезонные колебания и стратификация, а также ледовые условия Баренцева моря.

#### ГРАНИЦЫ МОРЯ И РЕЛЬЕФ ДНА

Баренцево море расположено на шельфе Северного Ледовитого океана между северным побережьем Европы и тремя группами больших островов – архипелагами Новая Земля, Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и Шпицберген. В российской классификации морей считается (и это закреплено специальным постановлением ЦИК СССР от 27 июня 1935 г.), что морские границы Баренцева моря проходят на западе вдоль линии мыс Южный (арх. Шпицберген) – о. Медвежий – мыс Нордкап, на востоке – по западному побережью островов Вайгач и Новая Земля и далее по линии мыс Желания (арх. НЗ) – мыс Кользат (о. Грэм-Белл арх. ЗФИ), на юге – по побережью Европы и линии между мысами Святой Нос (Кольский полуостров) и Канин Нос (северо-западная оконечность полуострова Канин), на севере – по северной окраине островов архипелага ЗФИ Грэм-Белл, Ева-Лив, Рудольфа, Артура, Земля Александры и далее от мыса Мэри – Хармсуорт (о. Земля Александры) на остров Виктория, затем на остров Белый и далее на мыс Ли-Смит, расположенный на о. Северно-Восточная Земля арх. Шпицберген [Атлас, 1980, 1985; Добровольский, Залогин, 1982] (рис. 4.1.1). Следует заметить, что в западной литературе существуют и несколько



**Рис. 4.1.1.** Рельеф дна и официальные границы Баренцева моря (красный пунктир). Рельеф изображен по данным массива ETOPO-2

другие определения условных линий, по которым проходят морские границы Баренцева моря.

В указанных выше границах Баренцево море простирается от 66.7° с. ш. на юге до 82.5° с. ш. на севере и от 8.0° в. д. на западе до 68.5° в. д. на востоке. Определение общей площади моря в существенной мере зависит от использования тех или иных координат, описывающих береговую линию, а на определение объема моря влияет еще и выбор модели глубин. Подробный обзор проблем при определении морфометрических характеристик Баренцева моря представлен в [Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990]. Здесь же мы только заметим, что оценки площади моря в пределах границ, принятых в России, до 1990-х гг. колебались между 1405–1424 тыс. км<sup>2</sup> [Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990]. В случае, если принимаются другие координаты границ моря, сводящиеся, по сути, к переносу условных линий границ на западе и севере строго до кромки шельфа, то площадь моря закономерно возрастает примерно до 1600 км<sup>2</sup> [Carmack et al., 2006].

Баренцево море является самым глубоким из всех шельфовых морей, окружающих Северный Ледовитый океан. Дно моря – сложнорасчлененная подводная равнина с волнистой поверхностью, несколько покатой к западу и северо-востоку. Наиболее глубокие районы моря находятся в его западной части. Для рельефа дна моря характерно чередование крупных структурных элементов – подводных возвышенностей и желобов – пересекающих его в различных направлениях. Оценки средней глубины дна моря колеблются от 190 до 230 м. Распределение глубин в процентах от площади моря: <100 м – 25.7%, 100–200 м – 22.8%, 200–300 м – 36%, >300 м – 15.5% [Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990].

Крупнейшими возвышенностями (банками) в Баренцевом море являются Центральная и Персея. Глубина моря над ними 100–200 м. Шпицбергенская банка, расположенная между островами Медвежий и Надежды, тоже входит в число крупных форм донного ре-

льефа Баренцева моря. Глубина моря здесь составляет всего 20–100 м. Есть несколько крупных поднятий на юге Баренцева моря – это Мурманское поднятие (100–200 м), Канинская и Гусиная банки (50–100 м). Новоземельская банка, простирающаяся параллельно Новой Земле, имеет глубины 50–200 м. Несколько банок с такой же глубиной расположены между Новой Землей и ЗФИ. Вокруг островов Виктория, Белый и Короля Карла, глубина дна также лежит в пределах 50–200 м.

Четыре крупных желоба с глубинами 300–400 м прорезают дно Баренцева моря. Медвежинский и Зюйдкапский (название, принятое в западной литературе – желоб Стур-фьорда или просто Стур-фьорд) желоба пересекают границы Баренцева моря со стороны Норвежского. Желоб Франц-Виктория находится между ЗФИ и о. Виктория, пересекая границу моря со стороны Арктического бассейна. Желоб Святой Анны – пересекает границу Баренцева моря на северо-востоке, со стороны Карского моря.

В Баренцевом море имеется несколько крупных депрессий морского дна. Центральная впадина (в западной литературе называемая Восточным бассейном) является самой большой по площади и по средней глубине (>300 м) депрессией. Она расположена между 71° и 76° с. ш. и 37° и 47° в. д. К северо-западу от Новоземельской банки с центральными координатами около 77° с. ш. и 52° в. д., еще одна крупная депрессия (>300 м) – Новоземельский желоб (называемый еще Северо-Восточным бассейном).

### **КРУПНОМАСШТАБНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ**

На характер циркуляции вод в Баренцевом море оказывает влияние крупномасштабная атмосферная циркуляция, приток вод из соседних морей, рельеф дна, приливы и отливы, а также другие факторы, суммарное действие которых делают картину течений довольно сложной и переменной. Тем не менее, можно выделить главные особенности общей циркуляции вод Баренцева моря: (1) общее движение вод против часовой стрелки, (2) движение АВ в южной части моря на восток, (3) трансформированные воды атлантического происхождения, ставшие баренцевоморскими, движутся на северо-восток и север в районах западнее Новой Земли, (4) холодные арктические воды движутся от северных границ моря на запад и юго-запад, (5) движение подповерхностных вод в сильной степени зависит от рельефа дна.

Теплые и соленые АВ впадают в южную часть Баренцева моря из Норвежского моря (рис. 4.1.2). При входе в море в виде Нордкапского течения, АВ делятся на две главные ветви [Loeng, 1991]. Северная ветвь течет на северо-восток вдоль желоба о-ва Надежды. Примерно на 76° с. ш. часть его поворачивает на вос-

ток между возвышенностью Персея и Центральной банкой и далее продолжает движение в виде подповерхностных вод.

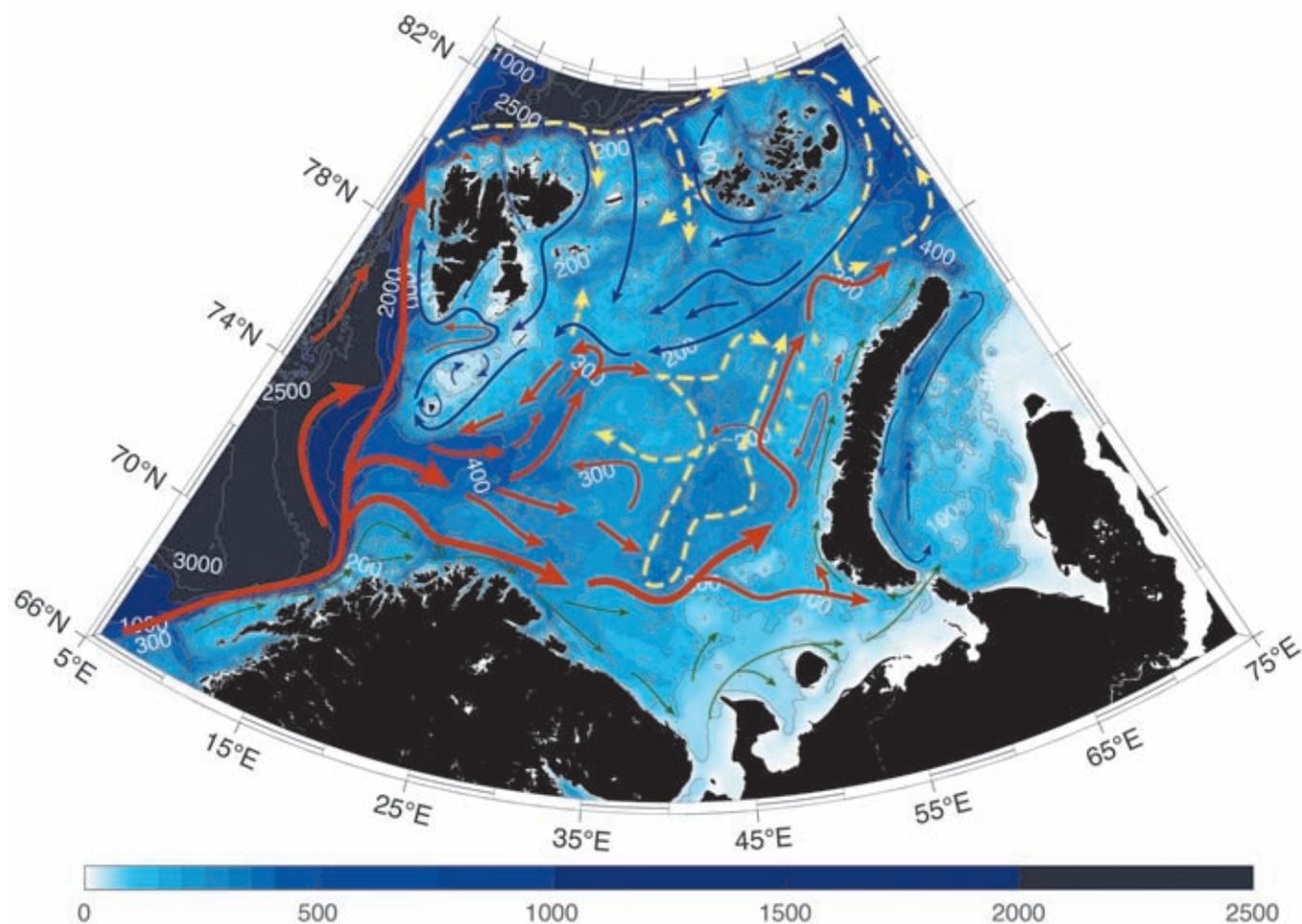
Меньшие объемы АВ из северной ветви примерно на 76.5° с. ш. проходят над порогом между возвышенностью Персея и Шпицбергенем и распространяются на север тоже как подповерхностные воды. Большая же часть северной ветви АВ Баренцева моря циркулирует в Медвежинском желобе и выходит из Баренцева моря в виде западного течения, топографически захваченного на крутом свале глубин Шпицбергенской банки [Новицкий, 1961; Furevik, 2001].

Вторая, южная, гораздо большая по объему, по сравнению с северной ветвью, основная ветвь АВ в виде Мурманского течения распространяется на восток в сторону Новой Земли. В районе банок Канинской, Гусиной и Новоземельской движение АВ сменяется на северо-восточное. Сильно трансформируясь (охлаждаясь и опресняясь) при своем движении через Баренцево море, модифицированные АВ, в конце концов, проходят в Карское море между Новой Землей и ЗФИ, а затем по желобу Святой Анны попадают в СЛО.

Еще один поток АВ пересекает западную границу Баренцева моря в Зюйдкапском желобе. Поскольку Шпицбергенская банка имеет глубины 50–100 м, то она образует барьер для распространения АВ далее на восток, и они рециркулируют в пределах желоба.

Поток АВ в виде подповерхностных вод поступает в Баренцево море и из Арктического бассейна. Поскольку на северной границе моря круглогодично присутствует ледяной покров, любые измерения на этой акватории в сильной степени затруднены и, как следствие, оценки поступающих объемов АВ и путей их распространения пока могут рассматриваться как дискуссионные [Pfirman et al., 1994; Lind, Ingvaldsen, 2012; Ivanova et al., 2019]. Какой-то, еще пока достоверно не оцененный, объем АВ поступает на крайний северо-восток Баренцева моря из Карского через желоб Святой Анны. Несмотря на то, что АВ из Арктического бассейна не распространяются далеко на юг, их влияние на крупномасштабную изменчивость характеристик вод моря представляется весьма существенным [Ожигин, Ившин, 1999; Shauer et al., 2002; Lind, Ingvaldsen, 2012].

Норвежское Прибрежное течение распространяется на восток вдоль береговой линии Евразии. Оно переносит относительно пресные воды из Балтийского и Северного морей, а также снабжается пресной водой за счет стока рек. В этом течении ярко выражена сезонная изменчивость. Зимой оно глубокое и узкое, летом – широкое и мелкое [Saetre et al., 1988].



**Рис. 4.1.2.** Схема крупномасштабной циркуляции Баренцева моря в соответствии с [Loeng, 1991].

Теплые течения – красные стрелки, холодные течения – синие стрелки, подповерхностные течения – пунктирные стрелки

Продолжением Норвежского Прибрежного течения является Мурманское Прибрежное. Воды, переносимые этим течением, протекают вдоль побережья Кольского полуострова, пополняются речным стоком, а затем впадают в Белое море. Температура и соленость вод Мурманского Прибрежного течения заметно меньше, по сравнению с Норвежским Прибрежным. Относительно пресные и холодные воды Белого моря выходят из него и баренцевоморским течением переносятся в сторону пролива Карские Ворота вдоль побережья полуострова Канин. На самой юго-восточной границе Баренцева моря воды, переносимые этим течением, гораздо менее соленые, чем у Горла Белого моря, из-за добавления в систему этого течения вод реки Печоры. Воды Беломорского течения выносятся из Баренцева моря в Карское через южную часть пролива Карские Ворота, а воды Карского моря поступают в Баренцево через северную часть этого пролива с течением Литке. Последнее переносит холодные и пресные воды сначала на северо-запад, а затем на север вдоль по-

бережья архипелага Новая Земля. Приблизительно на широте пролива Маточкин Шар воды течения Литке смешиваются с водами Новоземельского течения, полученная смесь распространяется в северном направлении вдоль побережья Новой Земли [Ozhigin et al., 2000].

Холодные и пресные Арктические воды поступают в Баренцево море из Арктического бассейна между Шпицбергом и ЗФИ, а также между ЗФИ и Новой Землей на горизонтах 0–100 м. Распространяясь в зависимости от района входа в Баренцево море на юго-юго-запад или практически на запад, эти воды следуют до и вдоль восточных склонов Шпицбергенской банки, где соединяются с водами Восточно-Шпицбергенского течения. После объединения новое течение получает название Медвежинского, заходит в Зюйдкапский желоб, ре-циркулирует в нем и продолжает свое движение на север вдоль западного склона Шпицбергена в узкой полосе между берегом и теплыми атлантическими водами Западно-Шпицбергенского течения.

### ТЕЧЕНИЯ И ПРИЛИВЫ

Прямые измерения течений в Баренцевом море с помощью судовых, заякоренных или дрейфующих приборов демонстрируют низкие в сравнении с Атлантическим океаном скорости течений. Однако в определенные моменты скорости могут возрастать на порядок, что вызвано существованием в море, особенно в западной ее части, большого количества мезомасштабных вихрей. Еще одной причиной периодического увеличения скорости являются приливы.

Приливы Баренцева моря определяются, главным образом, двумя приливными волнами с запада и севера [Атлас..., 1980, 1985; Добровольский, Залогин, 1982]. Приливная волна с запада входит в море между побережьем материковой Норвегии и островом Медвежьим, а затем распространяется вплоть до Новой Земли. Волна с севера проходит через пролив между архипелагом Шпицберген и ЗФИ. Почти повсеместно в Баренцевом море обе волны формируют полусуточный прилив.

Изменение направления приливных течений в рамках приливного цикла в разных районах Баренцева моря происходит по-разному. На побережье Кольского полуострова и к востоку от полуострова Канин, например, направление приливных течений близко к реверсивному. В открытом Баренцевом море направление приливных течений, как правило, меняется по часовой стрелке, хотя над некоторыми банками – против часовой стрелки. Существенных отличий в изменении приливных течений с глубиной не отмечается.

Скорости приливных течений в Баренцевом море, как правило, превышают скорости постоянных течений (описанных выше в разделе крупномасштабная циркуляция). Самые большие приливные скорости наблюдаются в районе границы с Белым морем. Здесь они составляют 0.6–0.7 м/с. В районе Шпицбергенской банки скорости приливных течений лежат в диапазоне 0.3–1.0 м/с, а над Канинско-Колгуевским поднятием 0.3–1.0 м/с. За исключением перечисленных районов высоких скоростей приливных течений, в остальном море характерные скорости составляют 0.1–0.2 м/с [Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990; Huthnance, 1981; Gjevik et al., 1994].

Приливы, разумеется, вызывают и периодические изменения уровня моря. В зависимости от конфигурации берега относительно приливной волны, глубины места и некоторых других факторов, высота подъема уровня на акватории моря меняется в широких пределах. Самые высокие подъемы уровня, достигающие при максимальных сизигийных приливах 3 м, наблюдаются на северном побережье Финляндии и на Мурманском побережье. На побережье

Шпицбергена амплитуда прилива лежит в диапазоне 1–2 м, на южном побережье ЗФИ составляет только 0.4–0.5 м [Добровольский, Залогин, 1982].

Обоснованно считается, что приливное перемешивание в Баренцевом море существенно влияет на обмен теплом и энергией между океаном и атмосферой и даже на процессы трансформации АВ [Schrum et al., 2005; Yndestad et al., 2008].

Кроме того, в северной половине моря выше примерно 75° с. ш. над неоднородностями рельефа дна наблюдается специфический вид перехода баротропных приливов в инерционно-гравитационные приливные внутренние волны. Из-за ограничения для существования внутренних волн выше инерционной частоты, приливные внутренние волны образуются, но распространяться не могут. Они разрушаются вблизи районов своей генерации, превращаясь, в том числе, в цуги короткопериодных внутренних волн с частотой, близкой к частоте расширения волновода вертикального профиля частоты плавучести. Вдоль северной границы Баренцева моря, где в 1985–1989 гг. были проведены четыре натуральных эксперимента по измерению частотного и пространственного спектров внутренних волн, период расширения волновода составляет около 1 ч [Писарев, 1988, 1991, 1992, 1996]. Разрушение и трансформация внутренних приливных волн приводят к интенсификации перемешивания АВ с вышележащими арктическими водами.

### ВОДООБМЕН НА ГРАНИЦАХ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Водообмен Баренцева моря с прилегающими морями и, как следствие, гидрологические условия моря в значительной степени зависят от ширины и глубины понижений дна, по которым те или иные воды поступают в Баренцево море или выходят из него. Самые широкие и глубокие «каналы» для проникновения вод из сопредельных морей – это Медвежинский желоб на западе Баренцева моря и пролив между ЗФИ и Новой Землей на востоке. Поперечное сечение первого около 134 км<sup>2</sup>, второго – 104 км<sup>2</sup>. Третий по величине сечения – это пролив с несколькими желобами вдоль северной границы моря между Шпицбергенем и ЗФИ. Здесь площадь сечения составляет порядка 52 км<sup>2</sup> [Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990].

В определении расходов воды через границы моря до сих пор существует множество неопределенностей. Это связано с тем обстоятельством, что прямые измерения расходов продолжительностью хотя бы около года с помощью систем буйковых заякоренных станций, снабженных измерителями течений, температуры и солености, стали выполняться в море

только начиная с последнего десятилетия прошлого века. До этого оценки расходов выполнялись геострофическим методом на основе измерений температуры и солености. С учетом существенной зависимости течений Баренцева моря как поверхностных, так и глубинных, от характеристик ветра, результаты новых измерений заметно отличаются от прежних представлений.

Существующая связь между течениями и колебаниями атмосферного давления определяет то, что расходы вод через границы Баренцева моря, бесспорно, имеют сезонный ход. Так, например, на западной границе моря усиление ветров зимой приводит к ускорению течений и увеличению расхода. Восточные ветры, которые в этом районе моря часто повторяются летом, напротив, замедляют течения. В результате средний транспорт вод зимой на западной границе моря примерно на 25% выше, чем летом [Ingvaldsen et al., 2004a, б]. Такая же закономерность отмечена и в годичных измерениях на восточной границе моря [Loeng et al., 1993b, 1997].

Еще одной причиной, по которой оценить, а тем более измерить, потоки корректно не просто, является тот факт, что если смотреть «из моря», воды вытекают из моря вдоль правой стороны каждого пролива, а втекают вдоль левой. Поскольку положение границы между двумя разнонаправленными потоками заранее точно неизвестно, требуется установка измерителей течений с высоким пространственным разрешением.

В целом можно утверждать, что водообмен Баренцева моря формируется в результате баланса между притоком вод на юго-западной границе и оттоком на северо-восточной. Через северную границу моря и через пролив Карские Ворота проходят на порядок меньшие объемы воды (рис. 4.1.3).

Приток АВ через западную границу моря, который «прямо» начали измерять только в 1997 г., в среднем за год составляет около 2 Св (1 Св (Свердруп) равен  $10^6 \text{ м}^3/\text{сек}$ ). Кроме того, через западную границу моря в системе прибрежных течений проходит еще около 1 Св [Smedsrud et al., 2010; Skagseth, 2008]. На

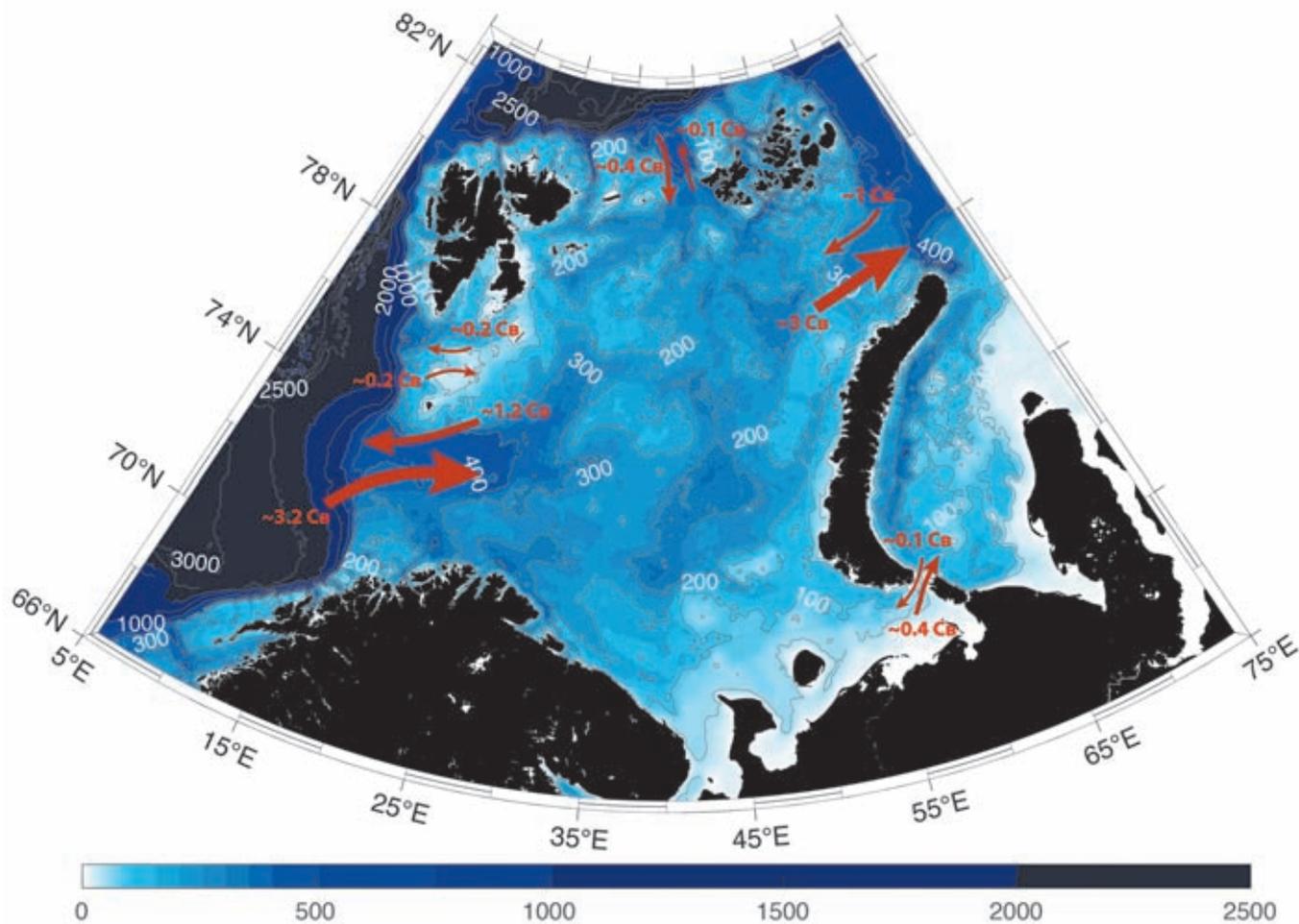


Рис. 4.1.3. Направления и оценки объемов водообмена через границы Баренцева моря

склоне Шпицбергенской банки наблюдается отток вод величиной около  $-0.9-1.2$  Св [Skagseth, 2008].

Поток вод через вторую границу Баренцева моря с наибольшим сечением фиксировался с помощью измерителей течений всего лишь один год. Первоначальная обработка выполненных измерений дала средний за год поток из Баренцева моря  $1.6$  Св, а более поздние вычисления с привлечением модельных оценок показали поток  $2.0$  Св в том же направлении [Loeng et al., 1993a, b; Gammelsrød et al., 2009].

Водообмен через проливы Карские Ворота и Югорский Шар, с общим поперечным сечением около  $1.6$  км<sup>2</sup> оценивался, начиная с 1960 года, по меньшей мере в пяти публикациях. Сначала основой служили геострофические расчеты, затем эти же расчеты, но с привлечением относительно кратковременных прямых измерений течений, в конце концов расчеты с применением моделей. Последняя по времени оценка в  $0.3$  Св в направлении на восток считается на сегодня наиболее сбалансированной [Maslowski et al., 2004].

Наименьший объем информации существует для обоснованного определения потока через северную границу моря. Из-за трудных ледовых условий здесь даже простых температурно-соленостных съемок выполнено в разы меньше, чем около других границ. Прямые измерения течений на сколько-нибудь продолжительных заякоренных станциях выполнены только в двух точках [Ivanova et al., 2019]. Оценки в  $0.1-0.3$  Св, основанные на геострофических расчетах, тем не менее, через десятилетия были подтверждены модельными расчетами, показавшими величину  $0.36$  Св [Уралов, 1960; Новицкий, 1961; Maslowski et al., 2004].

Водообмен между островами Медвежий и Западным Шпицбергом оценивался несколько раз на основе геострофических расчетов, численного моделирования и съемок с помощью судового доплеровского измерителя скорости течения [Уралов, 1960; Тимофеев, 1963; O'Dwyer et al., 2001; Maslowski et al., 2004]. Получался поток или равный нулю, или вплоть до  $0.4$  Св из Баренцева моря. Такие величины объясняются сильной рециркуляцией входящих АВ в этом районе моря, с одной стороны, и оттоком холодных и пресных вод, образованных на относительных мелководьях, с другой.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕННОСТИ

Общий температурный режим Баренцева моря определяют два основных фактора – адвекция вод из соседних водоемов и теплообмен с атмосферой [Уралов, 1960; Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990; Бойцов, 2006]. Температура воды Баренцева моря на поверхности

снижается с запада на восток и с юга на север во все сезоны года (рис. 4.1.4).

В юго-западной и центральной частях моря температура остается положительной в течение всего года. В северной части существует холодный промежуточный слой с температурами ниже  $-1^{\circ}\text{C}$ , который подстигает теплая вода. В течение зимы температура в верхних  $200-300$  м в юго-западной части Баренцева моря составляет около  $4-5^{\circ}\text{C}$ , в то время как в центральной части она уменьшается до  $0^{\circ}\text{C}$  [Добровольский, Залогин 1982; Суховой, 1986]. Летом температура воды на поверхности близка к температуре воздуха, но существование большого температурно-соленостного градиента на горизонтах  $20-50$  м затрудняет вертикальное перемешивание и объясняет большие различия температур на разных глубинах летом.

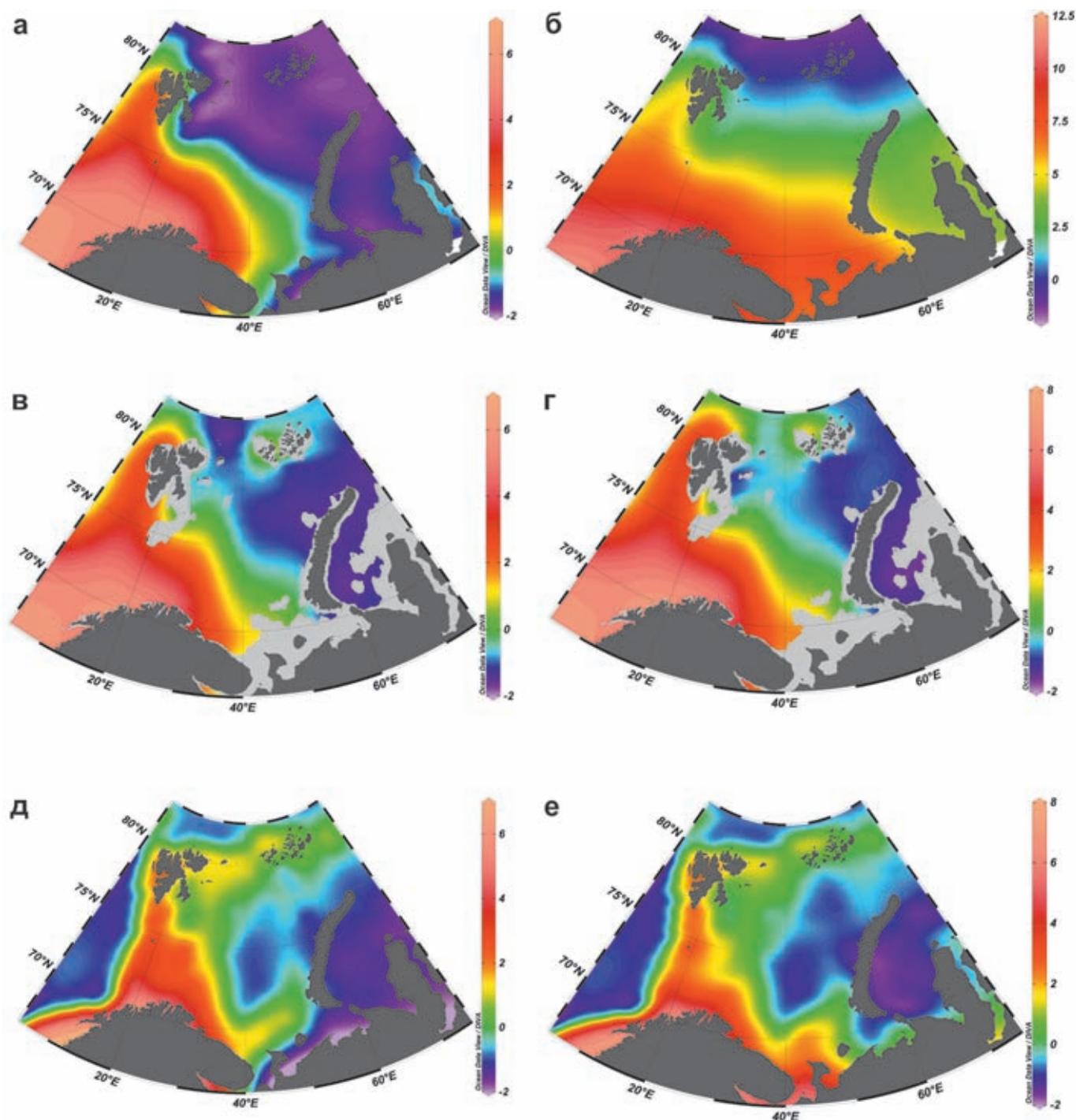
Соленость является наиболее консервативным параметром морской среды, поэтому она часто, и в Баренцевом море тоже, рассматривается как индикатор динамических процессов в океане. Пространственно-временная изменчивость солености дает ключ к пониманию структуры водных масс, позволяет определить места их происхождения и проследить пространственную трансформацию. Соленость в Баренцевом море определяется адвекцией и перемешиванием прибрежных, атлантических и арктических водных масс, процессами образования и таяния льда, испарением и осадками, а также речным стоком.

На поверхности наибольшая соленость наблюдается в западной части моря, а к востоку происходит ее уменьшение (рис. 4.1.5).

Самая низкая соленость наблюдается в юго-восточной части моря ( $30.0-33.0$  епс) вследствие значительного речного стока в этом районе. Имеются свидетельства того, что в отдельные годы соленость тут может снижаться вплоть до  $25.0$  епс [Добровольский, Залогин, 1982].

#### ВОДНЫЕ МАССЫ

Количество публикаций, посвященных водным массам Баренцева моря, составляет, по меньшей мере, около двух десятков. Первые классификации водных масс были предложены в 1945 г., работа в этом направлении продолжалась и дальше [Ingvaldsen, Loeng, 2009]. Основные отличия в различных классификациях водных масс заключаются в том, что при своем распространении через Баренцево море многие из них значительно трансформируются, перемешиваясь с окружающими водами. Поэтому в разных районах моря одна и та же водная масса имеет различные температурно-соленостные характеристики, а авторы классификаций по-своему интерпретируют отмечаемые различия. В дальнейшем изложении



**Рис. 4.1.4.** Температура воды Баренцева моря на горизонтах 0 м (а, б), 100 м (в, г) и у дна (д, е) в зимний (март–май, а, в, д) и летний (июль–сентябрь, б, г, е) сезоны по данным [РНС 3.0, 2005].

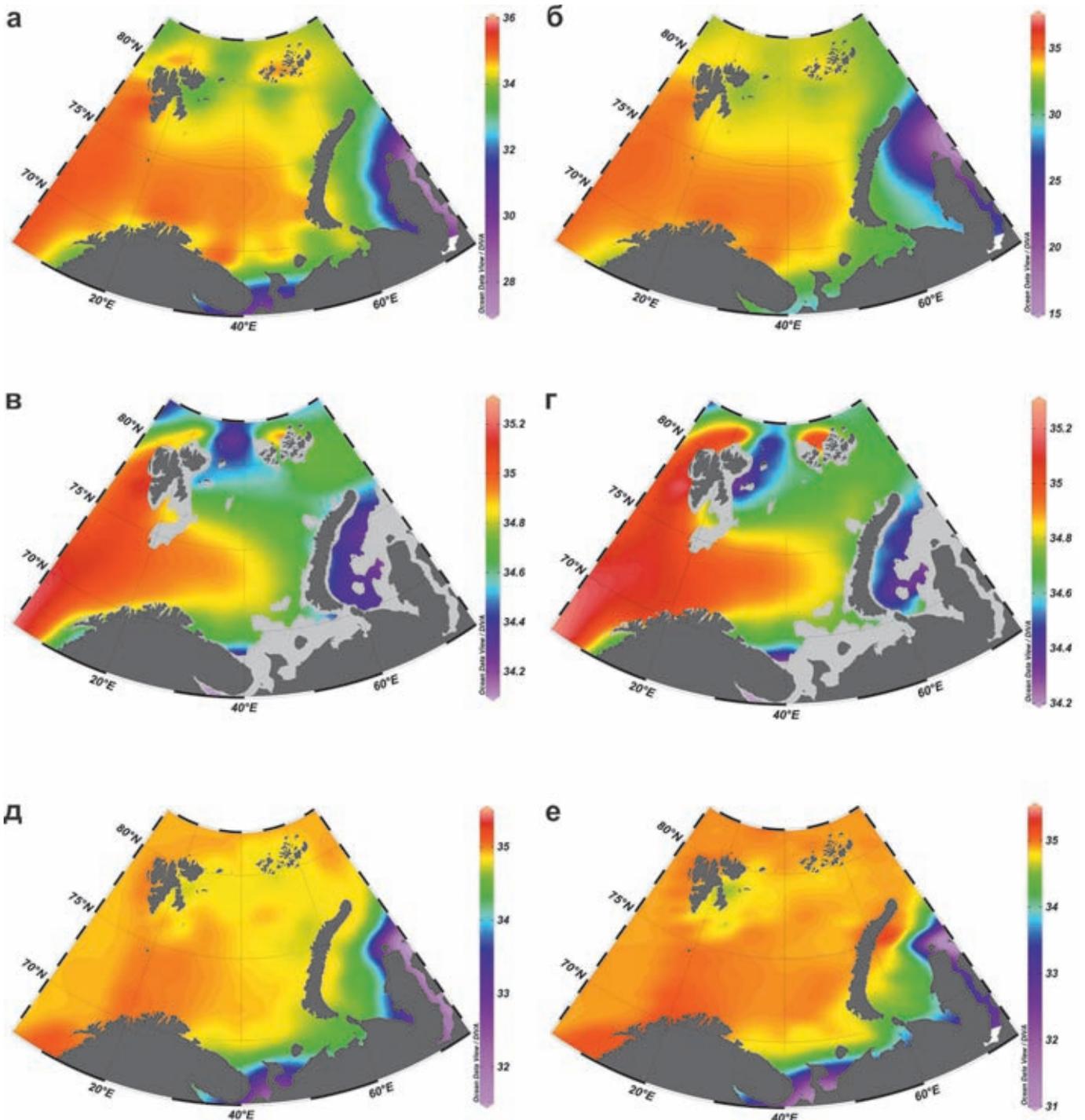
Карты построены с помощью программного продукта ODV [Schlitzer, 2020]

автор этой главы будет руководствоваться, на его взгляд, самой не противоречивой классификацией водных масс, предложенной Ожигиным и Ившиным [Ожигин, Ившин, 1999].

Баренцево море характеризуется тремя основными водными массами: прибрежной, атлантической и арктической, каждая из которых относится к своей

конкретной системе крупномасштабных течений и адвективно привносится в Баренцево море. В самом море образуется «местная» водная масса. Характеристики водных масс показаны на рис. 4.1.6.

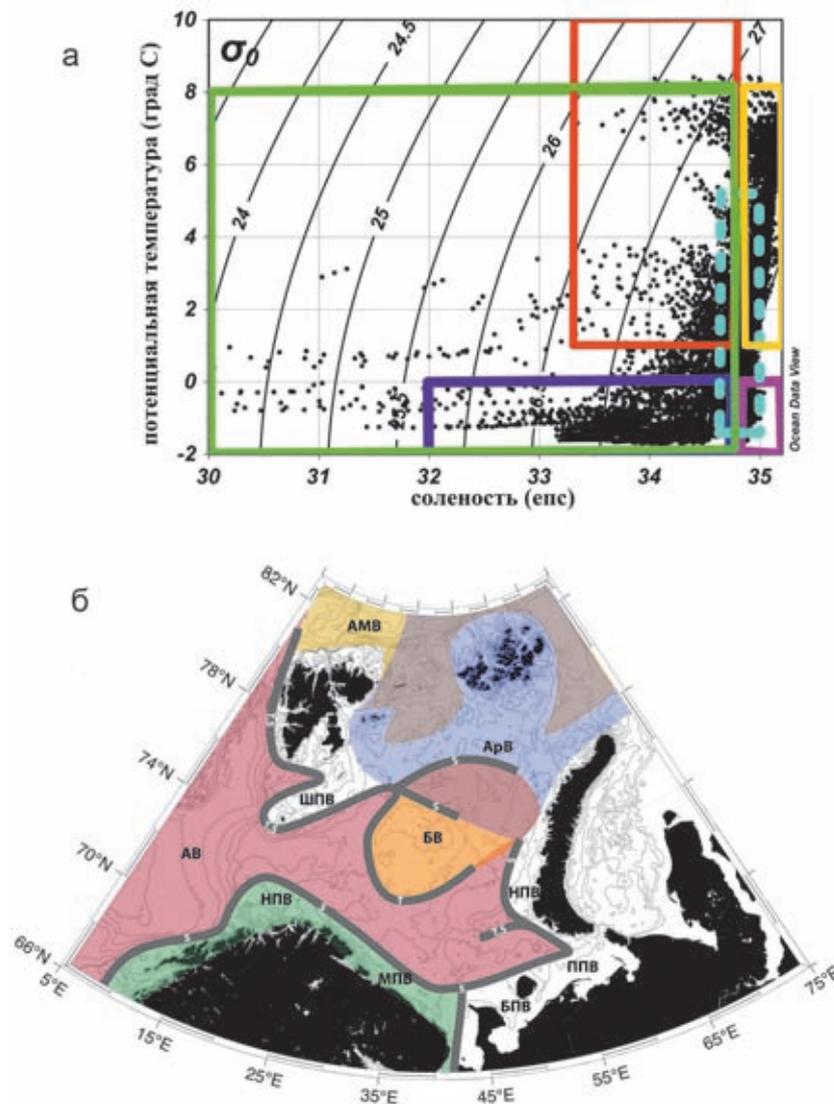
Прибрежные воды (ПВ) приносятся в Баренцево море течением и модифицируются путем смешения с речным стоком и тальми водами. В целом, соленость



**Рис. 4.1.5.** Соленость воды Баренцева моря на горизонтах 0 м (а, б), 100 м (в, г) и у дна (д, е) в зимний (март–май, а, в, д) и летний (июль–сентябрь, б, г, е) сезоны по данным [РНС 3.0, 2005].  
Карты построены с помощью программного продукта ODV [Schlitzer, 2020]

ПВ в основном лежит ниже 34.7 епс, но этой водной массе свойственен широкий диапазон температур и солености в зависимости от конкретного района моря (рис. 4.1.6). К западу от Белого моря (приблизительно 40° в. д.), речной сток и сезонный ледяной покров создают относительно небольшие объемы пресных холодных вод. Поэтому здесь характерности-

ки ПВ в основном зависят от интенсивности перемешивания. В результате, как соленость, так и температура ПВ в этом районе снижаются в направлении на восток. Здесь выделяют норвежские (НПВ) и Мурманские (МПВ) прибрежные воды. Первые имеют характеристики  $33.4 < S < 34.7$  епс и  $3^{\circ}\text{C} < T < 12^{\circ}\text{C}$ , а вторые –  $33.8 < S < 34.7$  епс и  $1^{\circ}\text{C} < T < 9^{\circ}\text{C}$ .



**Рис. 4.1.6.** Температурно-соленостные характеристики водных масс (а), пространственное распределение водных масс и положение основных фронтальных зон (б) Баренцева моря.

На рисунке (а): черные точки – T,S значения климатического массива [PHC 3.0, 2005] в пределах координат карты (б); черные дугообразные изолинии – условная потенциальная плотность относительно 0 м. Цветные прямоугольники на рисунке (а) и сокращения на рисунке (б) – диапазон характеристик и названия различных водных масс: зеленый – прибрежные воды к востоку от 40° в. д., БПВ – прибрежные воды Белого моря, ППВ – прибрежные воды печорского моря, НПВ – прибрежные воды Новой Земли; красный – прибрежные воды к западу от 40° в. д., НПВ – Норвежские прибрежные воды, МПВ – Мурманские прибрежные воды; синий – арктические воды (АрВ); фиолетовый – донные воды Баренцева моря; пунктир – баренцевоморские воды (БВ); желтый – атлантические воды (АВ); воды Шпицбергенского поднятия – ШПВ; атлантические модифицированные воды (АМВ) показаны желтым там, где они выходят на поверхность, и серым там, где они расположены под АрВ. Темно-серые линии показывают положения фронтов. Буква S на линии соответствует соленостному, T – температурному, TS – термохалинному фронта

Из-за большого объема речного стока и сезонного ледяного покрова в Белом и Печорском морях ПВ далее к востоку существенно преснее и холоднее по сравнению с западными районами. Беломорская прибрежная водная масса (БПВ) занимает районы к востоку и к северо-востоку полуострова Канин, в то время как ПВ Печорского моря (ППВ) занимает юго-восточную часть Баренцева моря (рис. 4.1.6). ПВ к западу от Новой Земли (НПВ), приблизительно до 75°

с. ш., характеризуется более низкими температурами и более высокой соленостью, по сравнению с БПВ и ППВ. Эти воды отделены от норвежских и мурманских ПВ хорошо заметной фронтальной зоной. Характеристики БПВ –  $32.5 < S < 34.7$  εps и  $-1.8^{\circ}\text{C} < T < 8^{\circ}\text{C}$ , ППВ –  $30 < S < 34.5$  εps и  $-1.8^{\circ}\text{C} < T < 8^{\circ}\text{C}$ , а НПВ –  $33 < S < 34.7$  εps и  $-1.8^{\circ}\text{C} < T < 6^{\circ}\text{C}$ .

Во всех разновидностях ПВ как температура, так и соленость претерпевают значительные сезонные из-

менения. Эти сезонные трансформации существенно превосходят те, которые свойственны атлантическим и арктическим водам.

В отличие от других водных масс в Баренцевом море, ПВ западнее  $40^\circ$  в. д. вертикально стратифицированы круглый год, в особенности вблизи побережья. Исключение представляют собой мелководные участки около о. Колгуева, на которых зимняя вертикальная конвекция разрушает стратификацию теплового времени года. Наиболее сильные сезонные колебания наблюдаются в юго-восточной части Баренцева моря там, где преобладают ПВ Белого и Печорского морей (рис. 4.1.6). В этих районах сезонные различия температуры могут достигать  $10^\circ\text{C}$ , а различия в солености в Печорском море доходят до 4.5 епс.

Атлантическая вода (АВ) – это теплая соленая водная масса, приходящая из Атлантического океана, которая преобладает в западной и юго-западной частях Баренцева моря (рис. 4.1.6). АВ всегда имеет положительную температуру. В западных областях моря АВ обычно выделяется по температуре более  $3^\circ\text{C}$  и солености свыше 35 епс. Между побережьем Норвегии и островом Медвежьим температура АВ лежит, в зависимости от сезона и от года к году, от  $3.5$  до  $7.5^\circ\text{C}$ , но, в целом, как температура, так и соленость АВ уменьшаются к северу и востоку. По этой причине вода с соленостью более 34.90 епс и температурой выше  $1^\circ\text{C}$  на юго-востоке Баренцева моря обычно классифицируется как вода атлантического происхождения. Сезонная изменчивость в АВ выражается, главным образом, в температуре, тогда как соленость меняется очень мало. АВ, входящая в Баренцево море на юго-западе, имеет сезонные колебания температуры приблизительно  $1.2^\circ\text{C}$  с максимумом в октябре и минимумом в марте.

Еще одни воды атлантического происхождения поступают в Баренцево море с севера из Арктического бассейна. Эти воды, называемые атлантическими модифицированными (АМВ) более холодные и менее соленые по сравнению с АВ. Это те самые воды, которые попадают в Арктический бассейн через пролив Фрама, затем распространяются на восток на горизонтах 100–700 м вдоль материкового склона, и в небольших количествах проникают на север и северо-восток Баренцева моря по подводным желобам между Шпицбергенем и Землей Франца-Иосифа (ЗФИ); Новой Землей и ЗФИ. Характеристики АМВ –  $34.8 < S < 34.95$  епс и  $0^\circ\text{C} < T < 1.5^\circ\text{C}$ .

Арктическая вода (АрВ) характеризуется низкой соленостью и температурой ниже нуля (рис. 4.1.6). Эта водная масса легко выделяется по температуре ниже  $-1.5^\circ\text{C}$ . По солености ее определить довольно трудно, поскольку она меняется в широком диа-

пазоне и, главным образом, в результате сезонных трансформаций, связанных с образованием и таянием морского льда. АрВ занимает северную часть моря, но наиболее широко по площади распространена на северо-западе, где она покрывает АМВ и течет на юг к о. Медвежьему. В северо-восточной части моря АрВ присутствует в довольно узкой зоне к югу от ЗФИ.

В течение зимы АрВ занимает большую часть верхних и промежуточных горизонтов водной толщи на севере Баренцева моря. На мелководных участках с глубиной около 100 м и менее АрВ часто занимает всю водную толщу от поверхности до дна. Летом ядро АрВ располагается на горизонтах 30–70 м, тогда как выше находится относительно прогретый и распресненный слой АрВ. Характеристики АрВ –  $32 < S < 34.8$  епс и  $T < 0^\circ\text{C}$ .

Среди вод, образующихся в Баренцевом море локально, наиболее распространенной является Баренцевоморская вода (БВ). Эта водная масса, занимающая восточную и, в некоторой степени, северо-восточную части Баренцева моря, характеризуется высокой соленостью ( $34.5 < S < 35$  епс) и низкими температурами ( $-1.5^\circ\text{C} < T < 5^\circ\text{C}$ ) (рис. 4.1.6). БВ формируется в основном из АВ в результате значительной трансформации, вызванной потерей тепла АВ за счет зимнего вертикального перемешивания и процессами сползания, при определенных условиях, холодных, высокосоленых, плотных вод с относительных мелководий на горизонты АВ. Упомянутые плотные воды образуются при повторяющихся льдообразованиях над мелководьями, когда образованный лед уносится ветром, обеспечивая, тем самым, новое выделение соли из вновь образующегося льда. БВ распространяются на восток моря и выходят из него между ЗФИ и Новой Землей.

В зависимости от своей плотности воды с относительных мелководий могут заполнять самые глубокие участки Баренцева моря, образуя так называемые донные воды (ДБВ). ДБВ распространены к западу от Новой Земли. Здесь они имеют температуру  $-1.9^\circ\text{C}$  и соленость 35.2 епс. ДБВ могут образовываться также над Центральным поднятием и в районе участка полярного фронта, расположенного над юго-восточной частью Шпицбергенского поднятия. Однако самые плотные ДБВ образуются в Стур-фьорде. Отсюда они стекают в Норвежское море.

Таяние льда на акватории Баренцева моря летом приводит к образованию слоя поверхностной талой воды (ТВ) мощностью 5–20 м над АрВ. ТВ имеют самую низкую в Баренцевом море соленость – 31.0–34.2 епс. Температура ТВ из-за солнечного нагрева может достигать  $4$ – $5^\circ\text{C}$ .

Еще одна поверхностная водная масса Баренцева моря – это водная масса Шпицбергенского поднятия (ШПВ). ШПВ представляет собой смесь АрВ и ТВ, которая была нагрета в результате взаимодействия с атмосферой летом. У этой водной массы относительно низкая соленость и температура 1–3°C. ШВП находится в районе, который покрывает Шпицбергенское поднятие (рис. 4.1.6). Между ШПВ и АрВ к востоку, практически ежегодно, наблюдается сезонный фронт с многочисленными меандрами. С наступлением холодного сезона и фронт, и ШПВ исчезают.

### ФРОНТАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

Фронтальная зона, по определению, – это переходная зона между различными водными массами (рис. 4.1.6). В Баренцевом море полярный фронт разделяет теплые и соленые АВ от холодных и более пресных АрВ. Существует также выраженная фронтальная зона между АВ и ПВ, а также между АВ и холодной, но более соленой БВ.

Наиболее изученным в Баренцевом море является полярный фронт. Еще в 1958 г. была опубликована первая карта, показывающая положение этого фронта на основе осредненных значений температуры и солености [Ижевский, 1958]. Далее было показано, что положение фронта не так уж изменчиво и определяется, судя по всему, в районах с крытыми подводными склонами, именно этими особенностями рельефа дна [Johannessen, Foster, 1978; Ожигин, 1989; Ожигин, Терещенко, 1989]. Исследования полярного фронта в западной части Баренцева моря между островами Медвежий и Надежда, показало, что положение полярного фронта приурочено примерно к изобате 250 м [Gawarkiewicz, Plueddemann, 1995; Harris et al., 1998].

Однако позже было обнаружено, что расположение фронта в этой области меняется в фазе с теплыми и холодными периодами для моря. При сильных ветрах, определяющих теплый период, фронт расположен выше по склону донного рельефа, в сравнении с холодными периодами [Ingvaldsen, 2005].

Считается, что все части температурных фронтальных зон с повышенными горизонтальными градиентами являются квазистационарными и, как правило, расположены на склонах крупных поднятий и котловин. К таким относятся западные и восточные склоны Шпицбергенского поднятия в западной части Баренцева моря, склоны Центрального поднятия и восточный бассейн в центральной части моря, а также склоны Гусиной банки (поднятия) в восточной части.

Горизонтальные температурные градиенты во фронтальных областях значительно сильнее на промежуточных горизонтах, в сравнении с поверхностью моря и дном. Самые высокие горизонтальные

градиенты температуры характерны для глубин 50 и 100 м. Средние расчетные значения горизонтальных градиентов на этих глубинах составляют 0.05–0.06°C/км в районе Шпицбергенского поднятия и до 0.03–0.04°C/км на склонах Центрального поднятия [Ожигин, 1989].

Горизонтальные градиенты солености на поверхности обнаруживают значительную сезонную изменчивость в структуре соленостных фронтальных зон [Ожигин, 1989]. В холодное время года горизонтальный градиент солености ослаблен, и фронтальная зона по солености проявляется только вокруг о. Медвежьего и мыса Канин Нос. В течение весны и лета горизонтальный градиент солености становится более резким из-за таяния льда и опреснения верхнего слоя в северной и восточной частях моря. Соленостные фронтальные зоны в течение этого периода проявляются вокруг Стур-фьорда, на склонах Шпицбергенского поднятия, вдоль восточного побережья Мурмана, у мыса Канин Нос и вдоль западного побережья Новой Земли. Кроме того, горизонтальные градиенты солености, в отличие от градиентов температуры, больше в восточной части моря, по сравнению с его западной частью.

В ноябре–январе горизонтальный градиент солености в Баренцевом море значительно снижается за счет увеличения солености в северной части моря в результате процессов льдообразования. В более глубоких слоях градиенты солености намного ниже, чем у поверхности. Горизонтальный градиент солености между ПВ и АВ обычно меньше, чем в северной и восточной частях Баренцева моря.

Фронтальные зоны в Баренцевом море имеют сложную пространственную структуру. Положения температурных и соленостных фронтов заметно различаются (рис. 4.1.6). В некоторых областях моря присутствует только температурный фронт, а в других может наблюдаться только соленостный. Положения обоих типов фронтальных зон примерно совпадают в северо-западной и восточной частях моря [Ожигин, 1989]. Эти части термохалинного фронта совпадают с участками, где теплые и соленые АВ находятся в наиболее тесном контакте с холодными и относительно распресненными АрВ. Возможно, только эту термохалинную фронтальную зону и следует рассматривать как настоящий полярный фронт.

Выраженная термическая фронтальная зона при одновременном отсутствии соленостного фронта в центральной части Баренцева моря объясняются особенностями общей циркуляции вокруг Восточной котловины. На севере и на северо-востоке моря, напротив, более выражена соленостная фронтальная зона.

**СЕЗОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ И СТРАТИФИКАЦИЯ**

На поверхности моря сезонные изменения характеристик водных масс следуют за изменениями параметров атмосферы. Сезонный температурный максимум в Баренцевом море достигается практически одновременно по всему морю в августе, а минимум – в марте–апреле. Срок наступления сезонного максимума для АВ и ПВ задерживается примерно на месяц на горизонте 50 м. Для горизонтов моря более 200 м задержка в наступлении сезонного максимума может достигать более 3–4 месяцев. Сезонный минимум наступает одновременно во всем верхнем конвективном слое 200–300 м, мощность которого зависит от интенсивности охлаждения водной толщи в конкретный зимний период.

Вертикальная стратификация в Баренцевом море зависит от интенсивности зимней конвекции, летнего нагревания и речного стока. Самая сильная стратификация во всем Баренцевом море наблюдается в августе–сентябре, причем наибольшие вертикальные градиенты отмечаются в юго-восточной и северной частях моря [Ившин, 2004]. Однако условия для перемешивания водных масс сильно различаются в этих районах.

Для незамерзающих АВ ветер, температура воздуха и нагревание от солнца, являются наиболее важными факторами, определяющими степень и продолжительность стратификации. Зимой сильные ветры и низкие температуры могут вызвать перемешивание до глубин 200–300 м. Летнее нагревание поверхностного слоя начинается в мае (иногда даже раньше) и длится примерно до конца августа или начала сентября. В этот период образуется верхний перемешанный слой мощностью около 20–30 м, который подстилается термоклином на горизонтах 30–50 м. В западной части моря вертикальные градиенты солености АВ довольно малы, но за счет длительного периода потепления верхний, относительно теплый, перемешанный слой достигает 50–60 м к концу лета. Этот верхний перемешанный слой начинает терять тепло в атмосферу в сентябре, а к ноябрю (в северной части моря к октябрю) термоклин, расположенный ниже перемешанного слоя, полностью исчезает. В южных частях Баренцева моря стратификация АВ может развиваться за счет распространения на север низкой солености ПВ.

В ПВ стратификацию определяют ветер, температура воздуха и запас пресной воды. ПВ слабо стратифицированы из-за более низкой солености в течение всей зимы, но расслоение становится более заметным весной и летом из-за повышения температуры и добавления существенных объемов пресной воды с речным стоком. Верхний однородный по солено-

сти (а также по температуре и плотности) слой начинает формироваться в июне и к августу достигает горизонтов 20–30 м. Галоклин, расположенный ниже, занимает горизонты 20–40 м. Наиболее заметные вертикальные градиенты солености встречаются в юго-восточной части моря [Ившин, 2004].

В АрВ ледяной покров эффективно препятствует ветровому перемешиванию зимой, хотя перемешивание за счет разницы в скорости при ветровом дрейфе льда и примыкающей снизу воды может достигать 50 м [Sundfjord et al., 2008]. Летние ТВ препятствуют глубокому перемешиванию. Стратификация и перемешивание с образованием верхнего квазиоднородного слоя, таким образом, критически зависят от процессов образования и таяния морского льда. Попадание в воду соли из вновь образующегося льда в начале осени разрушает галоклин между ТВ и АрВ и усиливает перемешивание. Напротив, при начале таяния в конце апреля – начале мая вновь образуется галоклин и возникает стратификация верхнего слоя моря в пределах распространения АрВ.

Сам слой ТВ никогда не стратифицирован и всегда отчетливо отделен от АрВ, а иногда и АВ, пикноклином толщиной не менее 5 м. Осенью пикнолин может достигать толщины 15 м. Наличие ТВ эффективно препятствует вертикальному перемешиванию и восходящему переносу воды с питательными веществами из глубоких слоев моря к поверхности.

**ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ**

Ледовая обстановка в Баренцевом море определяется атмосферными характеристиками и влиянием вод как Атлантического, так и Северного Ледовитого океанов. В относительно теплые годы, начавшиеся за период инструментальных наблюдений в Баренцевом море, с 2000-х годов, только северная часть моря покрывается льдом в зимний период. Летом, даже на севере моря, лед отсутствует. В холодные годы, Баренцево море покрывалось льдом зимой не только в своей северной части, но в восточной и юго-восточной. Причем в отдельные годы лед не исчезал с востока и юго-востока даже летом.

Высокая сезонная изменчивость площади, покрытой льдом, является одной из наиболее заметных особенностей Баренцева моря. Минимум площади моря, покрытой льдом, достигается в сентябре и составляет 5%. Межгодовая изменчивость этой площади велика и может изменяться от 0 до 30% в теплые и холодные годы соответственно.

Площадь ледового покрова достигает своего максимума в апреле. Эта величина, в зависимости от года, колеблется между 35 и 85%, а в среднем составляет 61%. [Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990].

Первое появление льда в Северном Баренцевом море обычно происходит в сентябре, однако его сроки значительно варьируют из года в год в зависимости от погоды, температуры моря и других факторов. Морская вода начинает замерзать сначала в проливах ЗФИ и Шпицбергена, а потом между ЗФИ и Новой Землей.

Зимой покрытая льдом акватория расширяется с севера на юг и с востока на запад. Процесс длится до апреля, после чего кромка льда отступает на север и на восток вплоть до сентября. Наиболее быстро лед отступает в июне–июле.

Лед в открытом море, исключая ледовую кромку и прибрежные районы, имеет высокую концентрацию в течение зимы. Однако обширные полыньи часто образуются к югу и юго-западу от ЗФИ, вдоль побережья Новой Земли, вокруг островов Колгуев и Вайгач, в Стур-фьорде. В перечисленных районах полыньи образуются каждый год [Winsor, Bjork, 2000]. Расположение и продолжительность существования полыней зависят от ветра и особенностей рельефа дна.

Морской лед достигает своей максимальной толщины 130–150 см в северной части Баренцева моря к концу зимы. У ледовой кромки толщина льда редко превышает 30 см, в то время как дрейфующий лед в юго-восточной части Баренцева моря может достигать 70–80 см. Размеры ледяных полей в Баренцевом

море невелики, а торосистость высокая. Это происходит из-за активных движений льда в результате действия ветров, течений и приливов.

На севере Баренцева моря встречаются айсберги, которые откалываются от ледников ЗФИ, Новой Земли и Шпицбергена.

Большая часть льда в Баренцевом море образуется в пределах этого района. Впрочем, часть льда приносится из Арктического бассейна через северную границу моря. В среднем в Баренцево море импортируется 40 км<sup>3</sup> арктического морского льда каждый год. Однако при определенных условиях объемы вносимого льда могут достигать 340 км<sup>3</sup>, а выносимого – 280 км<sup>3</sup> [Kwok et al., 2005]. Морской лед также довольно часто распространяется на северо-восток Баренцева моря из северо-западной части Карского моря. Меньшее количество льда поступает зимой из Белого моря и из юго-западной части Карского моря через южные проливы Новой Земли.

Изменчивость площади и объема зимнего ледяного покрова Баренцева моря тесно связаны с объемами и температурой поступающих АВ и характеристиками северных ветров. Оба фактора связаны с количеством и интенсивностью циклонов [Sorreberg, Kvingedal, 2006].

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № 0149-2019-0004).

## 4.2. О климатических изменениях температуры Баренцева моря и их возможных причинах

*И.В. Серых, А.Г. Костяной*

*Институт океанологии им. П.П. Ширинова РАН, Москва*

Анализ среднемесячных данных температуры Баренцева моря на различных глубинах показал её существенный рост за последние десятилетия. На фоне этого роста обнаружены колебания температуры с периодами, близкими к периодам Эль-Ниньо – Глобальной атмосферной осцилляции, Северо-Атлантического колебания и изменениям Северо-Атлантического течения. Анализ среднесуточных данных температуры поверхности Баренцева моря показал рост амплитуды, количества и продолжительности экстремальных температурных явлений с положительным знаком и сокращение экстремальных температурных явлений с отрицательным знаком за период спутниковых наблюдений.

**Ключевые слова:** изменения климата, температура, Баренцево море, Эль-Ниньо, Глобальная атмосферная осцилляция, Северо-Атлантическое колебание, Северо-Атлантическое течение, экстремальные явления.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(14)

### ВВЕДЕНИЕ

Для современного климата Земли характерен положительный тренд изменений глобальной приповерхностной температуры, связанный, как сейчас принято

считать, с антропогенным фактором увеличения содержания парниковых газов в атмосфере [IPCC, 2013]. Наряду с этим, после удаления линейного тренда наблюдаются кажущиеся хаотичными изменения темпе-